



UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

**MODELAMIENTO ESTRUCTURAL
BASADO EN UN ANALISIS DE
DEFORMACIONES EN EL FRENTE
DEL PIEDEMONTE LLANERO
CORDILLERA ORIENTAL DE
COLOMBIA.
(SEGMENTO COMPRENDIDO ENTRE
SABANALARGA Y AGUAZUL)**

ALEJANDRO PIRAQUIVE BERMUDEZ

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias
Ciudad Bogotá, Colombia
Agosto 2011

**MODELAMIENTO ESTRUCTURAL
BASADO EN UN ANALISIS DE
DEFORMACIONES EN EL FRENTE
DEL PIEDEMONTES LLANERO
CORDILLERA ORIENTAL DE
COLOMBIA.
(SEGMENTO COMPRENDIDO ENTRE
SABANALARGA Y AGUAZUL)**

ALEJANDRO PIRAQUIVE BERMUDEZ

Tesis o trabajo de investigación presentada(o) como requisito parcial para optar al título de:
M. Sc. En Geología

Director :
Ph.D. Andreas Kammer

Línea de Investigación:
Geología Estructural

Grupo de Investigación en Geología Estructural y Fracturas

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias
Ciudad Bogotá, Colombia
Agosto 2011



Piraquive, A.

MODELAMIENTO ESTRUCTURAL BASADO EN UN ANALISIS DE DEFORMACIONES EN EL FRENTE DEL PIEDEMONTE LLANERO CORDILLERA ORIENTAL DE COLOMBIA. (SEGMENTO COMPRENDIDO ENTRE SABANALARGA Y AGUAZUL)

Resumen

La evolución temprana de la Cuenca Cretácica Colombiana representa un caso ilustrativo de una cuenca tectónica extensional en un ambiente tectónico de retro-arco. La paleogeografía variada en cuencas de Rift es un factor principal que controla las transiciones faciales de una unidad sintectónica. Una particularidad de este marco estructural se refiere a la reactivación Neógena de las fallas inicialmente normales como fallas inversas y a la inversión de la cuenca que fue particularmente severa en esta parte del Piedemonte y expuso a la faja plegada a una deformación muy notable.

El trabajo presentado aquí consiste en una reconstrucción de superficies 3D a partir de secciones seriadas en el área comprendida entre los municipios de Sabanalarga y Aguazul (Casanare) que corresponde al Segmento Tauramena; este proceso involucró: una digitalización 3D, análisis estratigráfico, y análisis estructural detallado de las estructuras cinemáticas de las fallas de Chámeza y Guaicaramo, clivajes asociados a pliegues, zonas de deformación y marcadores fósiles. Por medio de retrodeformaciones gráficas a sus formas iniciales de espiral, obtuvimos valores de elipticidad para las amonitas deformadas. Los ejes largos de estas elipses de deformación coinciden con el trazo de un clivaje regional, el cual en cercanías de la Falla de Chámeza gira a una dirección casi E-W, volviéndose sub-paralelo a este accidente transversal. Con estas deformaciones documentamos que la Falla de Chámeza se relaciona, por lo menos en su nivel de exposición actual, a un plegamiento dúctil. Especulamos que esta zona de deformación se desarrolló como consecuencia de una oblicuidad entre transporte tectónico y una falla heredada del evento de Rift del Neocomiano, que prefiguró la actual Falla de Chámeza. En contraste en el frente de deformación externo la orientación del esfuerzo principal es perpendicular a rumbo NE de la Falla de Guaicaramo donde los datos de planos y dirección de estrías excluyen una contracción oblicua, y definen una dirección de transporte tectónico SE. Durante la orogenia andina, la contracción de los bloques de basamento resulta en una exhumación que se movió del centro del orógeno hacia el borde oriental. En consecuencia se observa una reactivación de la Falla de Chámeza como falla inversa y la generación de pliegues paralelos contra límites estructurales predefinidos, que en sus estadios tardíos se ven afectados por un fallamiento fuera de secuencia. La diferencia en el estilo de reactivación se atribuye a la orientación de las anisotropías preexistentes y a la dirección del campo de esfuerzos regional.

Palabras clave: *Modelamiento 3D, inversión de cuenca, tectónica de bloques, deformación, indicadores cinemáticos.*

Abstract

The early evolution of the Cretaceous Colombian Basin represents an illustrative case of an extensional tectonic basin in a tectonic back-arc environment. Varied paleogeography in Rift basins controls the facial transitions of a syntectonic unit. Within the structural frame of the Eastern Cordillera, the initially normal faults were reactivated during the Neogene as thrust faults in the rift basins consequently inverted during a Neogene contractional event, evidencing a noticeable deformation. The work presented here consists of a 3D surface reconstruction from serial cross sections in the area between Sabanalarga-Aguazul (Casanare) municipalities, which correspond to the Tauramena Segment; this process involved: a 3D digitalization, stratigraphic analysis, and detailed structural analysis of the kinematic structures of Chámeza and Guaicaramo faults, associated fold cleavage, strain zones, and fossil markers. By means of graphic restoration to their initial spiral shapes, we obtained ellipticity values for the strained ammonites. The long axes of these strain ellipses match with the strike of a regional cleavage, which nearby of the Chámeza thrust turns to an almost E-W direction, becoming sub-parallel to this transversal accident. With these strain we document that the Chámeza thrust is related, at least in its current exposure level, to a ductile folding. We speculate that this ductile deformation zone developed as a consequence of an obliquity between tectonic transport and an inherited fault from the Neocomian Rift event, which prefigured the current Chámeza Thrust. In contrast in the at the external front of the thrustbelt the main stress direction is perpendicular to the NE strike of the Guaicaramo Fault where de plane and striae directions exclude a oblique contraction and depicts a SE tectonic transport direction. During the Andean orogeny basement block contraction results in an exhumation which moved from the orogen center towards the E border. As consequence its observed a inverse reactivation of the Chámeza Fault and the generation of parallel folds against structural predefined limits, which in it's late stages are affected by a out of sequence faulting. Difference on the reactivation style is attributed to the orientation of preexisting anisotropies and to the regional stress field.

Key words: *3D modelling, basin inversion, block tectonics, strain, kinematic markers.*



Contenido

AGRADECIMIENTOS.....	7
1. PROBLEMA DE INVESTIGACIÓN.....	8
1.1. Planteamiento del problema.....	8
2. OBJETIVOS.....	10
2.1 Objetivo General.....	10
2.2 Objetivos Específicos.....	10
3. JUSTIFICACIÓN PRÁCTICA.....	11
4. LOCALIZACION DEL AREA DE ESTUDIO.....	11
5. MARCO GEOLOGICO.....	13
5.1 Geología Regional.....	14
5.2 Estratigrafía.....	19
5.2.1 Precámbrico-Paleozoico Inferior (PC-Pzi).....	19
5.2.2 Paleozoico Medio-Superior (Pzms).....	19
5.2.3 Jurasico Superior (Js).....	19
5.2.4 Cretáceo Inferior (Ki).....	19
5.2.5 Cretáceo Superior (Ks).....	21
5.2.6 Terciario (T).....	22
6. METODOLOGÍA.....	26
6.1 Información a utilizar.....	26
6.2 Construcción Estructural.....	27
7. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL LOCAL.....	28
7.1 Reseña de los elementos estructurales.....	29
7.2 Secciones estructurales.....	35
7.3 Modelamiento estructural 3D del bloque colgante de la Falla de Guaicaramo Segmento Tauramena.....	42
8. ANALISIS DE DEFORMACIONES.....	49
8.1 Estructuras cinemáticas de la Falla de Chámeza.....	48
8.1.1 Clivajes.....	49
8.1.2 Amonoideos como indicadores cinemáticos.....	51
8.1.3 Micropliegues y venas.....	54
8.1.4 Estructuras de Falla.....	55
8.2 Estructuras cinemáticas de la Falla de Guaicaramo.....	60
9. DISCUSIÓN.....	62
9.1 Reactivación Cenozoica de Estructuras tempranas Cretácicas de Rift asociadas con la Falla de Chámeza, procesos corticales, inferencias sedimentológicas e implicaciones regionales.....	61
10. CONCLUSIONES.....	66
11. BIBLIOGRAFIA.....	67

Figuras

Fig. 1 Localización.....	12
Fig. 2 Marco tectónico y principales rasgos estructurales del noroeste de Suramérica..	13



Fig. 3 Modelo secuencial de desarrollo tectónico regional para la Cordillera Oriental.	14
Fig. 4 Sección a través del campo Cusiana.	16
Fig. 5 Sección balanceada a través del campo Cusiana.	16
Fig. 6 Sección estructural regional, mostrando el graben del Cretáceo inferior (el Graben del Guatiquía) definido por fallas normales buzando en sentidos opuestos...	17
Fig. 7 Curvas tectónicas de subsidencia del registro sedimentario Mesozoico	20
Fig. 8 a) Representación gráfica mostrando las edades radiométricas de cuerpos intrusivos de la Cordillera Oriental.	21
Perfil esquemático proyectado E-W a través de la cuenca Cretácica Colombiana. La evolución cronológica del magmatismo muestra la posición de las intrusiones y las diferencias de espesor cortical en cada subcuenca.	21
Fig. 9 Columna Estratigráfica Generalizada.	24
Fig. 10 Formación Macanal en el bloque colgante de la falla de Chámeza.	25
Fig. 11 Esquema de flujo de trabajo en reconstrucción 3D.	27
Fig. 12 Mapa geológico del área. Se observan las principales estructuras presentes en el piedemonte llanero.	28
Fig. 13 Vista en dirección SE-NW, de la falla de Chámeza a la altura del río Cusiana,	30
Fig. 14 Vista en dirección E-W, de la falla de Guaicaramo.	31
Fig. 15 Mapa geológico del segmento Tauramena.	33
Fig. 16 Mapa geológico del sector de la Falla de Chámeza.	34
Fig. 17 Mapa geológico del segmento Cusiana.	35
Fig. 18 Mapa geológico sintetizado y secciones estructurales del área de estudio.	36
Fig. 19 Secciones Estructurales y Leyenda explicativa. El trazo de cada sección se encuentra referenciado en la Fig 17.	41
Fig. 20 Anticlinal de Silbadero y Sinclinal de Recetor limitados por sistemas de Fallas de Guaicaramo (Izquierda) y Chámeza (derecha) Vista en dirección SW Sección E-E'.	42
Fig. 21. Modelo para la evolución de un pliegue de despegue simétrico involucrando un contraste de competencia entre las unidades basal y superior	44
Fig. 22 Superficies Secciones A-A' - E-E'	45
Fig. 23 Superficies Secciones B-B' - E-E'	46
Fig. 24 Superficies Secciones C-C' - E-E'	47
Fig. 25 Superficies Secciones D-D' - E-E'	48
Fig. 26 Diagrama rosa y densidad de polos para de clivaje	50
Fig. 27 Mapa de estereogramas, clivajes y fracturas y amonoideos.	52
Fig. 28 detalle amonoideo deformado, mostrando direcciones compresivas máximas y su relación con la deformación penetrativa presente	53
Fig. 29 Venas por tensión de calcita, cuarzo y pirita, con desarrollo de micropliegue	54
Fig. 30 Detalle de venas de Calcita paralelas a S0.	55
Fig. 31 Estructuras de flujo asociadas a la Falla de Chámeza	57
Fig. 32 Falla de Chámeza, pone en contacto la Formación Alto de Cáqueza con la Formación Une. Vía Recetor.	57
Fig. 33 Deformaciones asociadas a la Falla de Chámeza.	58
Fig. 34 Deformaciones asociadas a la Falla de Chámeza.	59
Fig. 35 Diagrama de planos estriados en la Falla de Guaicaramo. Río Unete	60



Fig. 36 Deformaciones asociadas a la Falla de Guaicaramo.....	61
Fig 37 Dibujo esquemático de escenarios de inversión para sistemas de fallas	64
Fig 38. a) Modelo análogo, comparable a la situación del piedemonte llanero en el área de estudio donde un continuo desplazamiento inicia con pliegues, los cuales evolucionan en pliegues de flanco invertido muy apretados, que finalmente sufren fallamiento (“break thrust”) en los estadios tardíos de la deformación, resultando en el apilamiento de escamas, con el frente de deformación en avance, las unidades convergen en un despegue basal (material mas dúctil), b) Sección D-D’, c) Sección del campo Cusiana tomada (Martínez 2005).	65

Tablas

<i>TABLA. 1 Comisiones de campo desarrolladas en la elaboración de la Cartografía geológica, la comisión 3, se realizo con presupuesto y logística directa del convenio UNAL-Ecopetrol ICP.....</i>	<i>26</i>
<i>TABLA 2. Compilación de atributos geométricos de las estructuras en los Segmentos Tauramena y Cusiana.....</i>	<i>32</i>
<i>TABLA. 3. Desplazamiento neto y ángulo medio de fallas, Sección D-D’.....</i>	<i>38</i>
<i>TABLA. 4. Espesores medios según posición estructural Sección D-D’.....</i>	<i>38</i>



AGRADECIMIENTOS

La realización de este trabajo solamente fue posible gracias a los esfuerzos combinados de numerosos profesionales de la geología, estudiantes semilleros, y docentes, quiero agradecer en primer lugar a mi espléndido equipo de trabajo el Grupo de Geología Estructural y Fracturas. Este proyecto fue realizado en el marco del convenio UNAL-ICP “Evaluación de los frentes de deformación en el piedemonte llanero entre Villavicencio y Yopal” integrado por los Geólogos Wilson Casallas, Nelson Sanchez, Jaime Castellanos, Guillermo Parra, Jaime Corredor Jorge Montaña y el Geofísico Wilmer Robles, con quienes compartí la gran aventura de casi 6 meses y 1300km² de cartografía geológica en las frondosas selvas del piedemonte llanero de Colombia, estas personas con su arrojo dedicación y talento, hicieron posible cada una de las partes de este trabajo, los considero excelentes profesionales, montañistas y amigos. Midland Valley®, nos otorgo la licencia académica del software Move® con el cual se realizo el modelamiento.

Quiero expresar también mi gratitud al grupo de Semilleros del Grupo, Germán Pardo, Sebastián Díaz, Yeni Cruz, y Tomas Cuellar, quienes participaron en las campañas de campo y colaboraron de forma diligente y muy profesional con la edición de muchas figuras de este documento.

Especialmente exhorto con gran orgullo y gratitud a mi profesor Andreas Kammer, quien a través de este proceso de casi 5 años, me enseñó los fundamentos básicos de la geología estructural, la aplicación del método científico en el campo, y mantener observaciones cautelosas objetivas y bien argumentadas, le expreso mi más profundo respeto y afecto.

En los inicios de mi aprendizaje como estudiante agradezco la instrucción y entrenamiento que recibí de los geólogos Alejandro Beltrán y Javier Tamara, y también por las experiencias de vida que compartimos.

Si bien la geología es una profesión, el trabajo de campo y la observación y contacto a los que el geólogo tiene acceso le posibilitan notar su minúscula dimensión en comparación con la majestuosa arquitectura de las montañas, la belleza de estas imponentes construcciones de la naturaleza obedece las reglas geométricas más simples, así que también expreso mi gratitud a las montañas por permitirme conocerlas y cabalgarlas no con mucha habilidad al menos un instante.

Cruzan por mi mente los innumerables paisajes que conocí con todos aquellos que he ya mencionado, atraviesan fugaces mi mente las cumbres ventosas, y las tinieblas verdes en las tardes húmedas del verano, el murmullo de la quebrada cristalina, el rugido cataclísmico del río potente, el sonido del aire, las aves el color del sol las mariposas y los arbustos pequeños y aparentemente insignificantes, y las noches plagadas de estrellas anónimas, que se unen todos en uno mismo allí perdidos en la vorágine de la felicidad del amanecer.



1. PROBLEMA DE INVESTIGACIÓN.

1.1. Planteamiento del problema.

Los Andes se extienden cerca de 7000 km a lo largo de la costa occidental de Sur América (fig. 1). En este margen convergente, la placa de Nazca, y la placa Caribe subducen bajo la Placa de Sur América. Las características topográficas más notables son: (1) varios picos sobre los 6000m; (2) un amplio plateau central (altiplano, puna); (3) fuertes quiebres en las partes N y S del plateau; (4) cinturones plegados con un rumbo E-W en los límites N y S de Sur América, siendo estos últimos límites transcurrentes donde terminan las microplacas (Caribe en el N y Escocia en el S) contra la placa continental de S. América (**Gansser, 1956**).

La Cordillera Oriental de Colombia, coincide espacialmente, con un depocentro extensional de edad Neocomiana en el cual se acumuló una espesa cobertera sedimentaria, conformada por rocas de origen marino; posteriormente esta cuenca, evolucionó en un orógeno compresivo, cuyo origen data del Paleógeno inferior, y se mantiene con una actividad tectónica continua hasta el presente (**Colleta et al., 1990**). Esta cadena montañosa puede definirse como un sistema complejo de doble vergencia, limitado por grandes fallas inversas que involucran el basamento así como la cobertera sedimentaria (**Cooper, 1995; Cortés, 2006**).

La configuración estructural del borde oriental de la Cordillera Oriental, manifiesta una segmentación, la cual se evidencia por variaciones notables en los estilos estructurales a lo largo de su rumbo, estos cambios se atribuyen a varios factores: prefiguración de la cuenca, fallas de basamento, rampas laterales, relevos estructurales, cambios en la dirección de los esfuerzos principales, reología entre otros.

La región comprendida entre los Municipios de Sabanalarga y Aguazul, despierta un interés específico, debido a las variaciones en estilo estructural observadas a lo largo del desarrollo del orógeno, estas variaciones incluyen cambios en el mecanismo de plegamiento controlado, probablemente por el desarrollo de las fallas maestras de inversión, que se expresan en bloques levantados en cuyos núcleos afloran las rocas más antiguas del cretáceo basal. Desde el SW entre los Municipios de Chámeza y Pajarito se manifiesta un rasgo estructural regional que se define como la Falla de Chámeza, esta falla oblicua al tren estructural se orienta con un rumbo N10E en sus límites N y S, y particularmente presenta una flexión a la altura del valle del Rio Cusiana, que reorienta el trazo de la falla N70E, mostrando una variación con el tren estructural regional, observado en el sistema de Fallas de Guaicaramo y Yopal, e interrumpiendo abruptamente la continuidad de los pliegues que ocurren desde el límite sur del área. En su bloque colgante se encuentra una espesa secuencia de sedimentitas marinas profundas del Cretáceo basal (Kilm), comúnmente afectadas por diques y cuerpos intrusivos menores de una composición gabroide, conformando un Anticlinorio amplio; el bloque yacente comprende unidades del Cretáceo Superior y Terciario que conforman un arreglo de pliegues cilíndricos con vergencia hacia el E los cuales en la parte más externa del frente de deformación presentan fuertes inversiones y geometrías acordes con pliegues isoclinales, los cuales son similares en ciertos casos a pliegues de tipo “lift off folds” (**Mitra., 2003**).

El motivo de este trabajo es establecer la naturaleza de la Falla de Chámeza, y su relación



con respecto al desarrollo de las estructuras Andinas (Anticlinales de Tierranegra, Silbadero, Monterralo) en el margen del borde oriental de la Cordillera Oriental, así mismo examinar, si esta estructura se originó como falla normal durante un evento de extensión del Neocomiano y examinar su papel en la segmentación del piedemonte como se estableció para estructuras de inversión de este tipo (**Mora , 2006**).



2. OBJETIVOS.

2.1 Objetivo General

- Establecer un modelo cinemático geológico para la evolución estructural y cinemática para un segmento del piedemonte llanero el cual se ubica entre las poblaciones Sabanalarga y Aguazul.

2.2 Objetivos Específicos

- Establecer un modelo cinemático para la evolución del frente de deformación, partiendo de un análisis detallado de los pliegues y fallas en áreas piloto.
- Delinear las particularidades estructurales del Segmento Tauramena y compararlas con los estilos estructurales de los segmentos adyacentes (Segmento Guavio, Segmento Cusiana).
- Analizar los mecanismos de deformación que se involucran en el origen y desarrollo de los Anticlinales de Tierranegra, Silbadero, y Monterralo.
- Mediante modelamiento 3D, definir la geometría de los pliegues principales que conforman el frente de deformación estas estructuras, para diferentes niveles estratigráficos.



3. JUSTIFICACIÓN PRÁCTICA.

Las estructuras del piedemonte del sector se presentan en un corte transversal en tres dominios, representados por (1) El frente de deformación Oriental, (2) una cuenca terciaria de antepaís plegada y parcialmente despegada de su basamento, y (3) el margen occidental del escudo poco deformado. Estos dominios están separados por las fallas regionales de Guaicaramo y de Yopal, Chámeza- Tesalia-Lengupá.

Un análisis estructural profundizado dirigido hacia la identificación de mecanismos de plegamiento y fallamiento representa un paso imprescindible en la caracterización de trampas estructurales de hidrocarburos. El modelamiento cinemático de las estructuras en cuestión permite diseñar diferentes escenarios para la evolución estructural del área y discutir o ampliarlos a la luz de bases de datos complementarios. Preguntas de interés se refieren a la influencia de fallas heredadas en la localización de los frentes de deformación, la interdependencia entre las fallas regionales como deducido por las retro-deformaciones de las estructuras principales, el marco cronológico relativo que se deduce a partir de los modelos cinemáticos y la identificación de mecanismos de plegamiento y fallamiento que rigieron la amplificación de los pliegues fallados

4. LOCALIZACION DEL AREA DE ESTUDIO

El área de estudio se ubica en el Piedemonte oriental de la Cordillera Oriental en los departamentos de Casanare y Boyacá (**Fig 1.**) entre los municipios de Sabanalarga, Pajarito, Tauramena, Monterrey, Labranzagrande y Yopal; las coordenadas son (4.7°, 5.4° N y 73.1, 72.5° W). Geomorfológicamente la zona está dividida en dos áreas: Morfologías altas que corresponden al frente de deformación donde se desarrollan las principales estructuras (pliegues y fallas) y la morfología baja que corresponde al antepaís oriental presentando zonas ondulosas de la Formación Guayabo y sectores planos de depósitos Cuaternarios.



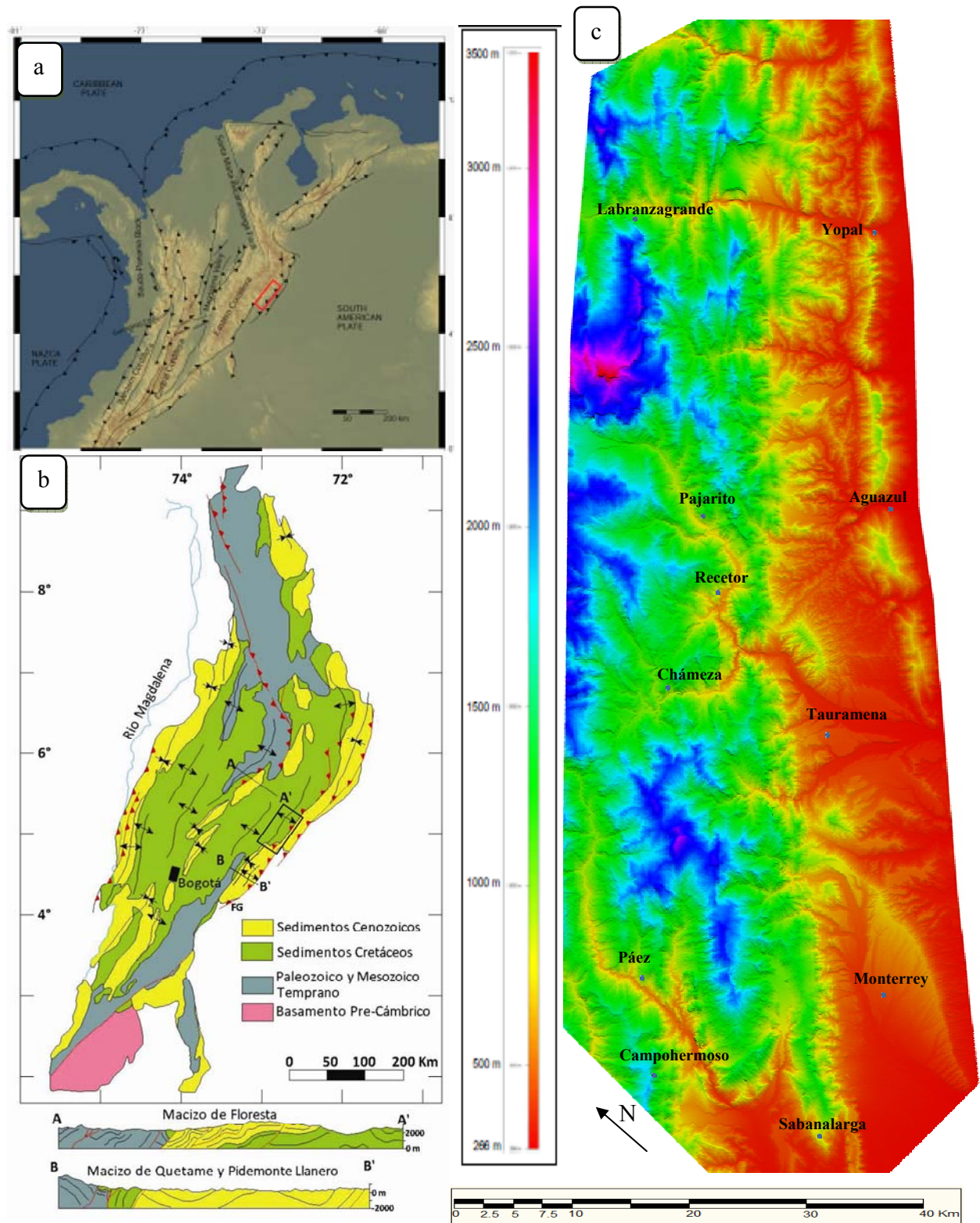


Fig. 1 a) esquema regional del sistema andino en el norte de Suramérica. b) Esquema generalizado de la Cordillera Oriental definiendo los principales sistemas de fallas, el polígono define el área de estudio. c) DTM del área de estudio con la ubicación de los municipios.



5. MARCO GEOLOGICO

La esquina NW de Suramérica está compuesta por un mosaico de microbloques que se originaron como consecuencia de la compleja interacción de esfuerzos tectónicos originados por la colisión de las placas Suramericana, Caribe y Nazca (**Fig. 2**). El Bloque Panamá-Baudó, compuesto por rocas oceánicas, es considerado como el último terreno acrecionado contra la placa Suramericana, evento que sucede durante el Mioceno Tardío, y es el responsable de la inversión de las cuencas de rift mesozoicas en donde se conoce en el presente como la Cordillera Oriental (**Duque-Caro, 1990; Taboada et al., 2000**).

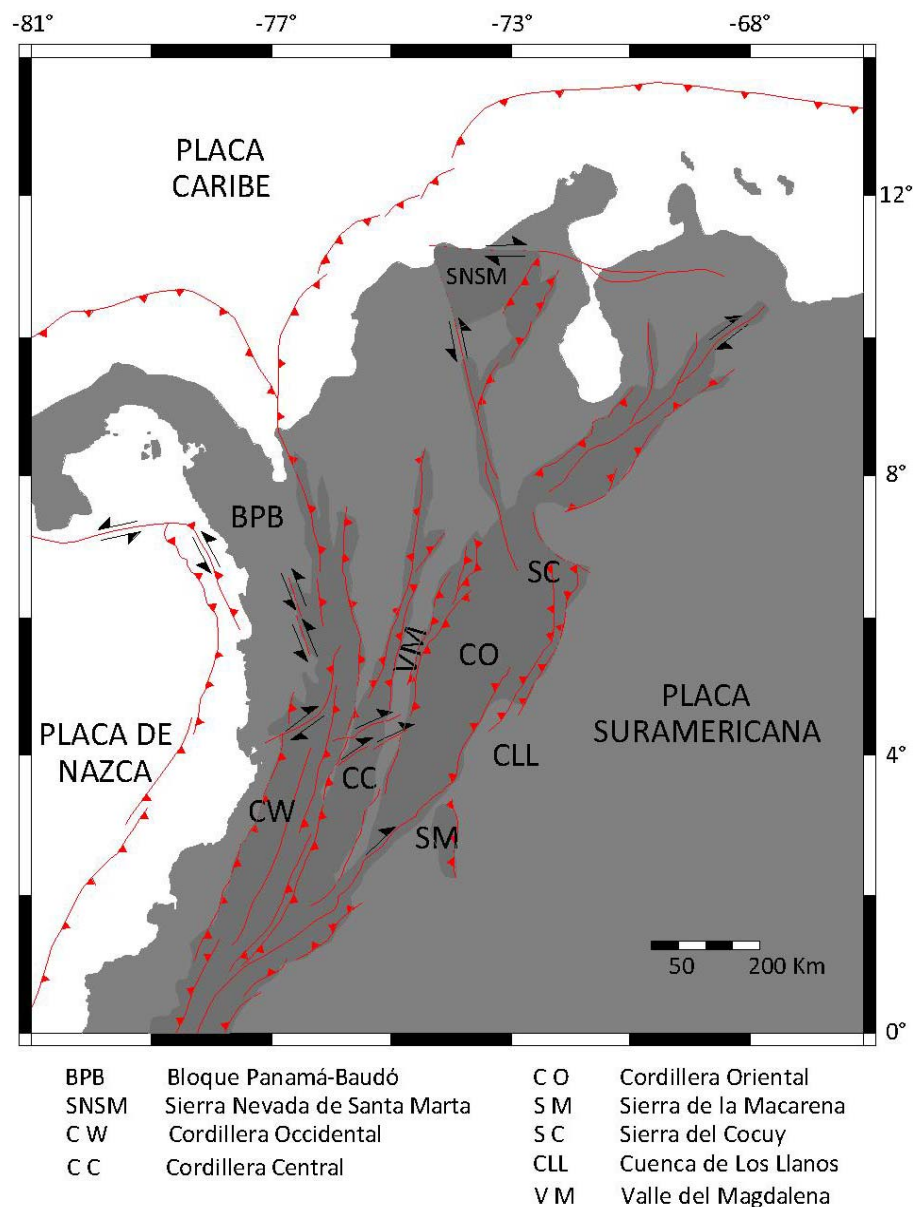


Fig. 2 Marco tectónico y principales rasgos estructurales del noroeste de Suramérica. Tomado y modificado de Taboada et al., (2000) y Mora et al., (2006).



5.1 Geología Regional.

El borde oriental de la cordillera Oriental puede dividirse en tres dominios, uno de ellos conformado por la zona axial de la cordillera que se encuentra limitada en las regiones norte y sur por dos macizos antiguos (Floresta-Garzón) (**Fig. 1b**). Hacia el oriente se desarrolla el piedemonte llanero, hacia el occidente se desarrolla el piedemonte occidental, el cual limita con el valle del Magdalena (**Fig. 2**). El piedemonte llanero se subdivide en el piedemonte central y oriental respectivamente; esta denominación responde al control estructural en estas provincias, en cuyo caso hacia el piedemonte oriental se encuentran conformadas las estructuras sinclinales de gran amplitud, que involucran las rocas del terciario superior y se limita este dominio entre las fallas de Yopal y Guaicaramo. Al oeste de la falla de Guaicaramo en su bloque colgante la secuencia aflorante se conforma por rocas que van desde el Paleoceno hasta el Cretáceo basal estructuradas en pliegues cilíndricos y sub-cilíndricos. Las estructuras del piedemonte son marcadamente segmentadas debido a unos saltos de los frentes de deformación hacia el E. Siguiendo el

rumbo de las estructuras de S a N. estos relevos se acentúan en ubicaciones específicas donde se generan rasgos laterales, la ocurrencia de estos rasgos permite dividir límites entre tres Segmentos estructurales de S a N: Segmento Guavio, Segmento Tauramena, Segmento Cusiana. Hacia la zona de Sabanalarga al NW se presentan terminaciones periclinales típicas de los Anticlinales de Tierranegra y Silbadero que se enfrentan en su terminación S al Sinclinorio de Medina definiendo el límite S del Segmento Tauramena. En el N la Falla de Chámeza-Pajarito (N70E) correspondería a una zona de transferencia entre dos fallas de primer orden, la Falla de Tesalia Lengupá y la Falla de Guaicaramo, en este orden de ideas limitaría los segmentos Tauramena y Cusiana.

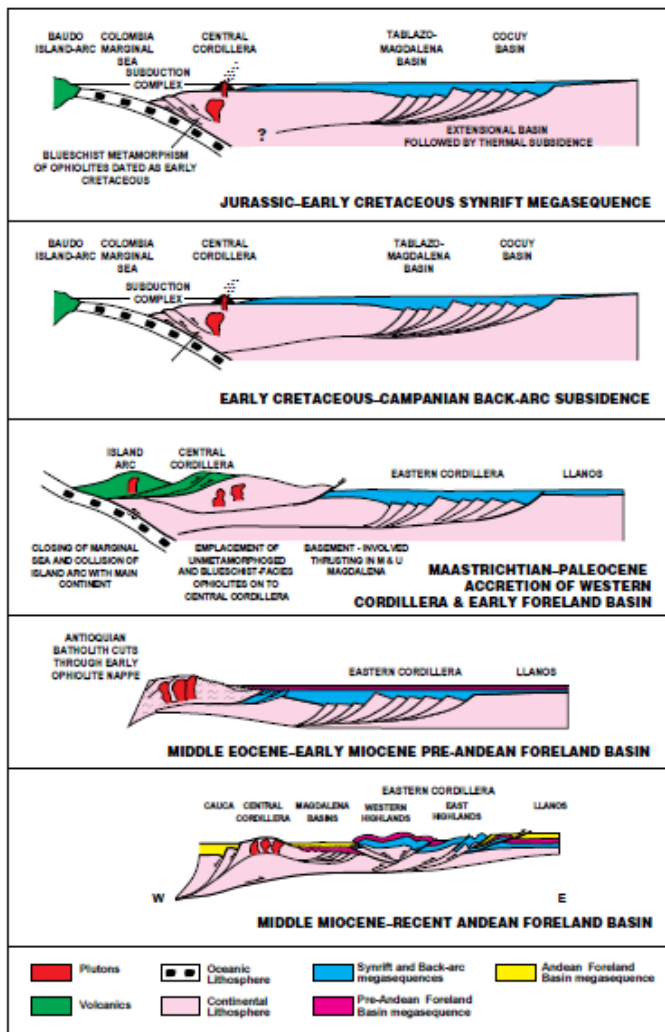


Fig. 3 Modelo secuencial de desarrollo tectónico regional para la Cordillera Oriental, el Valle medio del Magdalena, y la cuenca de los Llanos. Tomado de Cooper (1995).



El Piedemonte Oriental de la Cordillera Oriental de Colombia presenta hacia el E una tectónica principalmente epidérmica que afecta la secuencia Cretácica y Terciaria, conformada de sur a norte por un arreglo de extensos sinclínicos que manifiestan un escalonamiento por relevos dextrales de acuerdo a una oblicuidad entre el frente de deformación y los ejes de los pliegues en dirección NE (**Mora 2006, Beltrán 2009, Castellanos 2009, Montaña 2009.**) Este comportamiento se mantiene a lo largo del rumbo de la cadena montañosa desde la región de Villavicencio hasta Yopal, generando estructuras típicamente amplias en el Segmento Guavio (Sinclinal de Medina) cuyo pliegue mayor, el Anticlinal del Guavio se ha interpretado como un pliegue asociado quizás a un mecanismo de “Fault Bend Folding” (**Rowan & Linares, 2000**). En contraste los pliegues del Segmento Tauramena son mas apretados y se han asociado un mecanismo de despegue, que exhiben menores longitudes de onda y amplitudes y así mismo exhumar rocas más antiguas de la secuencia Cretácica (Anticlinales de Silbadero, Tierranegra) (**Castellanos 2009, Montaña 2009**); progresivamente en dirección NE continúa evidenciándose un mayor acortamiento, localmente la Falla de Chámeza desplaza el frente de deformación hacia el E y acomoda estas estructuras muy apretadas con flancos invertidos. En el Segmento Tauramena: el Anticlinal de Tierranegra, el Sinclinal de Recetor y el Anticlinal de Silbadero se mantienen paralelos a la Falla de Guaicaramo. A partir del relevo de Chámeza los Anticlinales de Silbadero y Monterralo comienzan a ser cortados oblicuamente por la Falla de Guaicaramo, el Anticlinal de Tierranegra y el Sinclinal de Recetor terminan abruptamente contra la Falla de Chámeza definiendo dos estilos diferentes entre los pliegues del Segmento Tauramena y las estructuras que se desarrollan hacia en el Segmento Cusiana, (**Figs, 11,14, 15, 16**). De la misma manera, esta migración del frente de deformación, coincide con la culminación del Anticlinal de Cusiana y se manifiesta en el relevo de la Falla de Yopal que allí tiene expresión en superficie (**Cazier, 1995**) (**Fig. 4 & Fig 5**). La dinámica esencialmente de piel delgada se observa en el Segmento Cusiana (Anticlinales de Monterralo, el Morro, Floreña, Pauto) allí se desarrollan sistemas de cabalgamientos múltiples definidos por algunos autores en base a información de subsuelo como Duplexes, Duplex Antiformal Stacks o cuñas tectónicas “Tectonic Wedge” (**Martínez, 2006; Mora et al, 2009**) los cuales en superficie repiten la secuencia 2 o incluso más veces, las fallas del subsuelo se presentan paralelas al tren principal de la Falla de Guaicaramo.

Hasta este punto nos hemos referido al sector frontal del piedemonte donde se desarrolla una tectónica esencialmente de piel delgada, la región W del piedemonte se encuentra caracterizada por elementos estructurales típicos que permiten definir esta provincia. En el Segmento Guavio esta relación es clara y se encuentra muy bien documentada (**Mora, 2006.**), principalmente consideremos el Anticlinal de Farallones, este macizo conforma un pliegue cilíndrico con cabeceo en dirección NE el cual forma un alto marginal con un núcleo de basamento Pre-Cretácico en el margen E de la Cordillera Oriental controlado por estructuras preexistentes de una extensión Mesozoica.

Ejemplos naturales de levantamientos nucleados por basamento se asocian a orógenos que se formaron en respuesta a altas tasas de convergencia entre placas continentales y oceánicas. La Cordillera Oriental involucra en sus deformaciones su basamento, atestiguando que las deformaciones dúctil-frágiles se manifiestan a través de toda su columna expuesta características que permitirían definir así el dominio de la Cordillera Oriental como un cinturón Orogénico asociado con un levantamiento de basamento de baja temperatura (**Narr & Suppe 1994**).



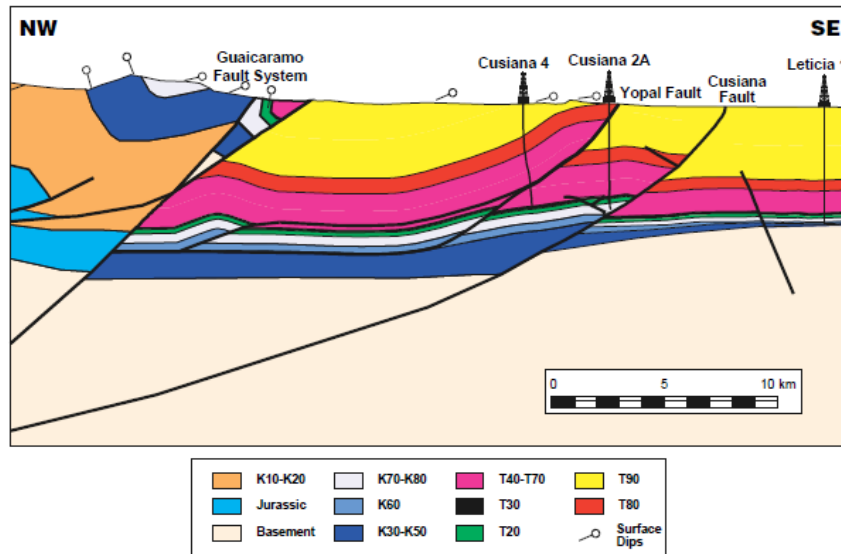


Fig. 4 Sección a través del campo Cusiana en el piedemonte llanero mostrando el estilo estructural típico del piedemonte llanero, construida utilizando, datos de buzamiento, pozos y geología de superficie indicada en la sección la cual se basa en la línea sísmica BP-CU-92-17. Las unidades estratigráficas en la sección se basan en estratigrafía de secuencias. Cooper (1995).

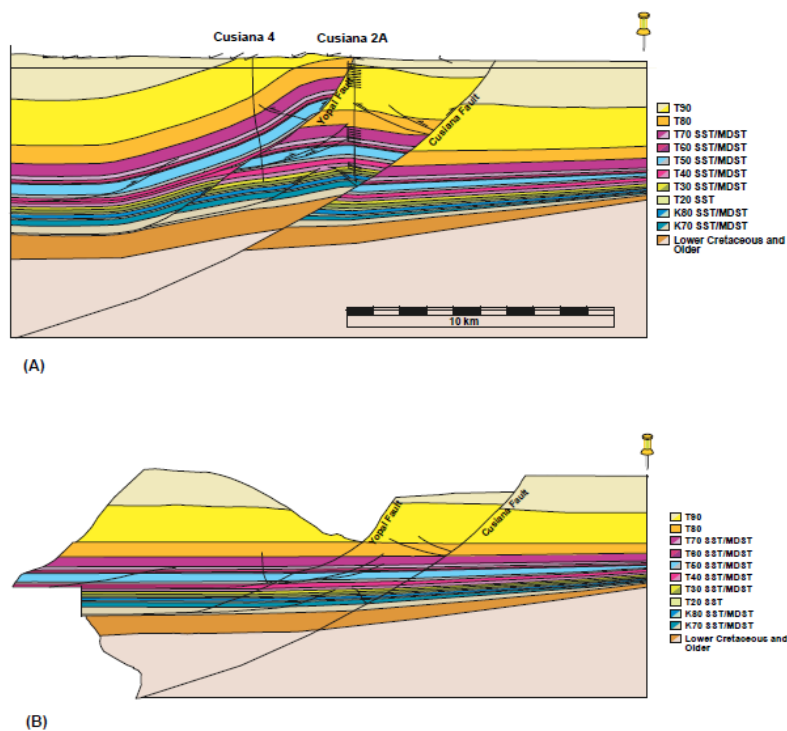


Fig. 5 (A) Sección balanceada a través del campo Cusiana (B) Versión restaurada de la sección (A). En esta interpretación los Sedimentos del Terciario y Cretáceo inferior se engrosan gradualmente desde el cratón (El escudo de Guyana al E) hacia la cuenca de rift Cretáceo y terciaria de foreland al W. Este escenario representa la alternativa a la interpretación presentada en Cooper et al. (1995). Que ilustraba el engrosamiento de estas secuencias debido al crecimiento de la falla de Cusiana. Tomado de Cazier (1995).



En el Segmento Guavio el sistema de Fallas de Servita-Tesalia, se interpreta como falla normal heredada de un evento del Paleozoico Tardío que durante la orogenia andina se reactiva de forma inversa. Estas estructuras heredadas jugaron un papel fundamental en determinar el carácter de la deformación (**Mora, 2006**). Las fallas mas internas del Rift (Falla de San Juanito, Falla de Naranjal, Falla de La Esmeralda), localizadas hacia la parte occidental, actúan como importantes límites de la deformación, ya que en sus bloques occidentales la intensidad y longitud de onda de los pliegues es marcadamente diferente, quizás causado por el alto ángulo y profundidad de estas fallas normales, que mecánicamente dificulta una reactivación inversa, por otra parte las fallas normales distales reactivadas (Servita-Tesalia) (**Fig. 6**) desarrollan una inversión muy fuerte la cual es responsable del levantamiento del flanco E de la Cordillera Oriental (**Mora 2006**).

Una prefiguración de la cuenca expresada en un sistema de fallas normales en-echelon se evidencia en la perdida de relieve estructural en el bloque colgante de las fallas de sur a norte al mismo tiempo que hay un ensanchamiento de la cordillera en la misma dirección (**Mora et al, 2009; Kammer et. al, 2008**) (**Fig. 11**). Se identifica el carácter de inversión de estos sistemas de fallas mediante estratigrafía detalla de las unidades en los bloques de la falla, análisis de deformaciones, métodos geofísicos (gravimetría) y más recientemente mediante el uso de termocronología (**Mora & Parra 2009**).

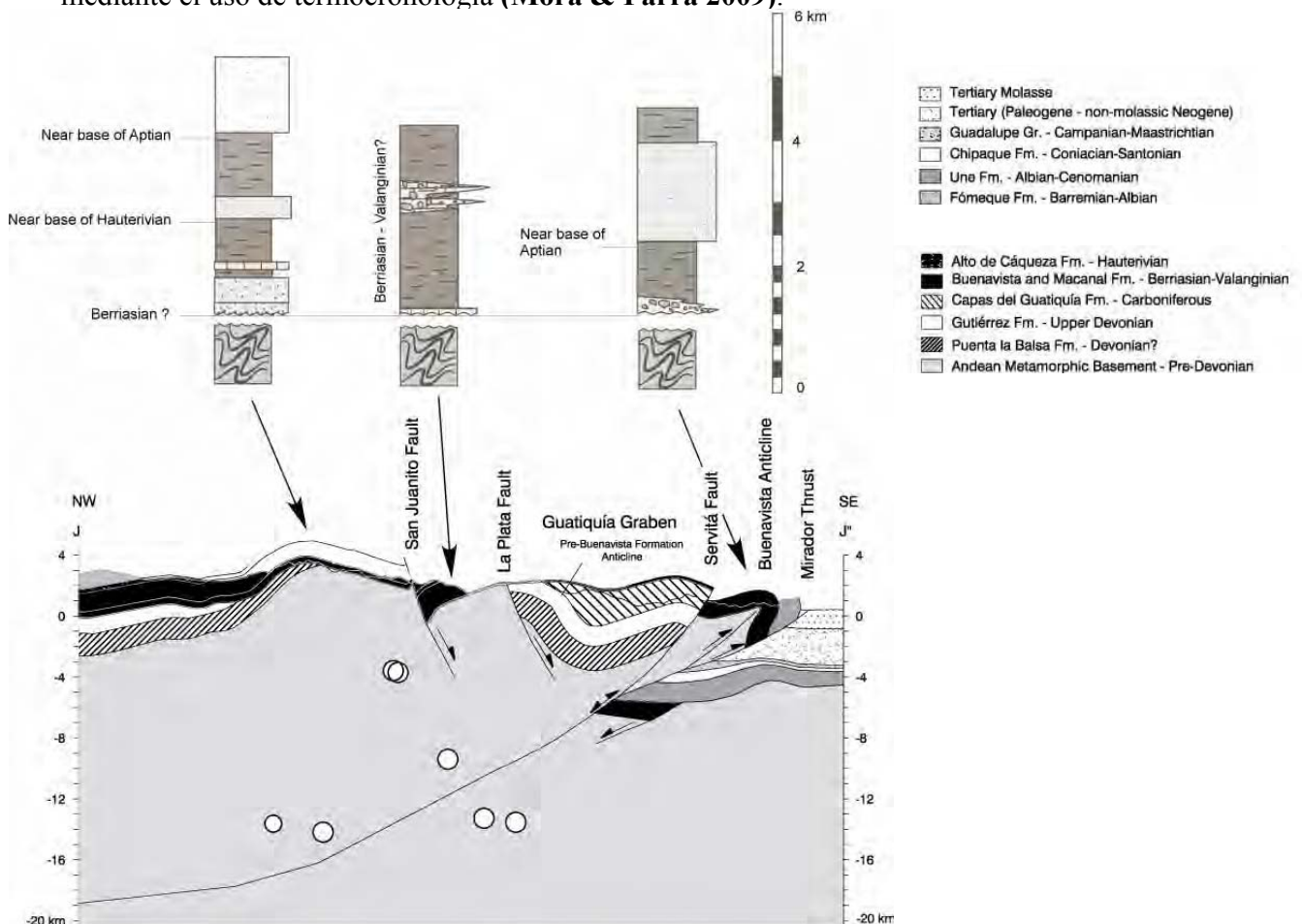


Fig. 6 Sección estructural regional, mostrando el graben del Cretáceo inferior (el Graben del Guatiquía) definido por fallas normales buzando en sentidos opuestos. El sincronismo para las fallas



del Cretáceo inferior se define por las facies y cambios de espesor en cada bloque fallado, (obsérvense los perfiles estratigráficos arriba). El graben es transportado por la única falla reactivada, la Falla de Servitá, la cual genera un atajo compresional al E la Falla de Mirador. La Falla de Servitá a profundidad es interpretada basada en la presencia de una zona de sismicidad y la profundidad inferida restaurando la posición original de la inconformidad del Cretáceo inferior antes de su movimiento sobre el bloque colgante de las Fallas de Servitá y Mirador. Tomado de Mora (2006)



5.2 Estratigrafía

5.2.1 Precámbrico-Paleozoico Inferior (PE-Pzi)

Grupo Quetáme (PE)

El basamento se encuentra constituido por pizarras, filitas, algunas cuarcitas y metasedimentitas, evidenciando un grado de metamorfismo bajo en este segmento de la cordillera, dicho conjunto de rocas recibe el nombre de Grupo Quetáme (**Hettner 1892**). (**De La Espirella et al, 1982**) propone dividir el Grupo en: Formación Guayabetal y Formación Puente La Balsa. La edad de estas rocas no se ha definido claramente aunque (**Trumpy en Renzoni 1965**), le atribuye una edad Cambro-Ordovícica. Finalmente se puede decir que el Grupo Quetáme queda definido como un conjunto de materiales metamórficos de edad pre-devónica. Según (**Hubach 1957^a**).

5.2.2 Paleozoico Medio-Superior (Pzms)

Grupo Farallones (Pzs)

Definido por: (**Segovia & Renzoni 1965**) constituye una sucesión de Sedimentitas cuya edad se ubica entre el Devónico a Carbonífero inferior (Mississippiano), se divide en las unidades: Fm Areniscas de Gutiérrez, Fm. Lutitas de Portachuelo, (**De La Espriella 1984**), y Fm. Capas Rojas del Guatiquía. Es característico el relieve pronunciado que presenta esta secuencia altamente competente. Esta unidad se encuentra infrayaciendo de forma discordante los depósitos, Jurásicos y Cretácicos respectivamente y de la misma manera descansa sobre el Grupo Quetáme.

Aflora en el núcleo del *Anticlinorio de Farallones* en donde se observa altamente deformada formando pliegues apretados de orientación NE-SW.

Registros de shales atribuidos a una edad Ordovícica (**Dueñas 2001**) se reportan en numerosos pozos de la región de los Llanos Orientales, el detalle de esta unidad sedimentaria más antigua es poco claro.

5.2.3 Jurasico Superior (Js)

Formación Batá (Jb)

Corresponde a depósitos continentales q marinos de poca profundidad, cuya edad no ha sido establecida con total claridad, Datada por (**Burgl 1958**) como Liásico medio y como, actualmente se le relaciona con La Formación Buenavista definida por (**Renzoni 1965**) de edad Titoniano, más recientemente se le atribuye una edad del Berriasiano (**Etayo-Serna 2003**). Esta unidad descansa en discordancia angular sobre las rocas del Grupo Farallones, su litología característica son conglomerados polimígticos compuestos de materiales metasedimentarios provenientes del basamento, arenitas, y limolitas arcillosas

5.2.4 Cretáceo Inferior (Ki)

Las rocas pertenecientes al Cretácico inferior corresponden a una sucesión conforme de sedimentitas de origen marino y constituyen una espesa cobertera que descansa



discordantemente sobre rocas Jurásicas (Titoniano? Fm Batá), y en algunas localidades se encuentran directamente en contacto sobre el basamento. el adelgazamiento cortical del cretáceo inferior se evidencia por diferentes factores: 1) fallas normales causan variaciones en los espesores de las unidades cretácicas basales, estos cambios son evidentes en transiciones faciales, observables en la cuenca (**Tamara 2008, Mora 2006, Parra 2009**), 2) curvas de subsidencia muestran el aumento en el espacio de acomodación, siendo las tasas de depositación entre 140-130 ma de aproximadamente 500m de subsidencia (50m/ma), en el paroxismo del episodio distensivo, es decir hasta el Barremiano-Aptiano, Fm. Fómeque. (**Sarmiento, 2001**), indicando un crecimiento acelerado de la cuenca de rift (**Fig. 7**), 3) la ocurrencia de intrusivos toleíticos y alcalinos en los márgenes oriental y occidental de la cuenca, para el área de estudio, el emplazamiento del intrusivo máfico de pajarito, registra un adelgazamiento de la corteza muy intenso que permite el intrusión de estas rocas básicas de afinidad mantélico. (**Vásquez 2007**) (**Fig. 8**). La secuencia se caracteriza por iniciar con depósitos someros que pueden estar relacionados con las **Formaciones Batá y Buenavista (Kib)?**, posteriormente el rápido ascenso del nivel del mar durante el Valanginiano (**Guerrero 2002**) da lugar a la depositación de la fracción finogranular de la **Formación Macanal (Kim)** principalmente constituida por Shales negros, lodolitas y algunas arenitas, y bancos calcáreos hacia la parte basal, esta unidad presenta un espesor que varía entre 1200m 400m, Los ambientes deposicionales controlados por la Falla de Chámeza, muestran una somerización de la Fm Macanal hacia el E en donde facies proximales (contenido calcáreo, glauconita) de grano grueso y geometrías lobulares, contrastan con litologías muy finas de depósitos hemipelágicos que se desarrollan hacia el W (**Fig. 10**), estas representan depositación bajo condiciones submarinas que evolucionan de un ambiente de plataforma interna-externa, a un ambiente de abanicos deltaicos cerca de la línea de costa. El espesor de esta unidad varía ampliamente a causa de los plegamientos, y la depositación sin-rift. La **Fm Macanal** corresponde a la parte intermedia del **Grupo Cáqueza, (Renzoni 1968)**.

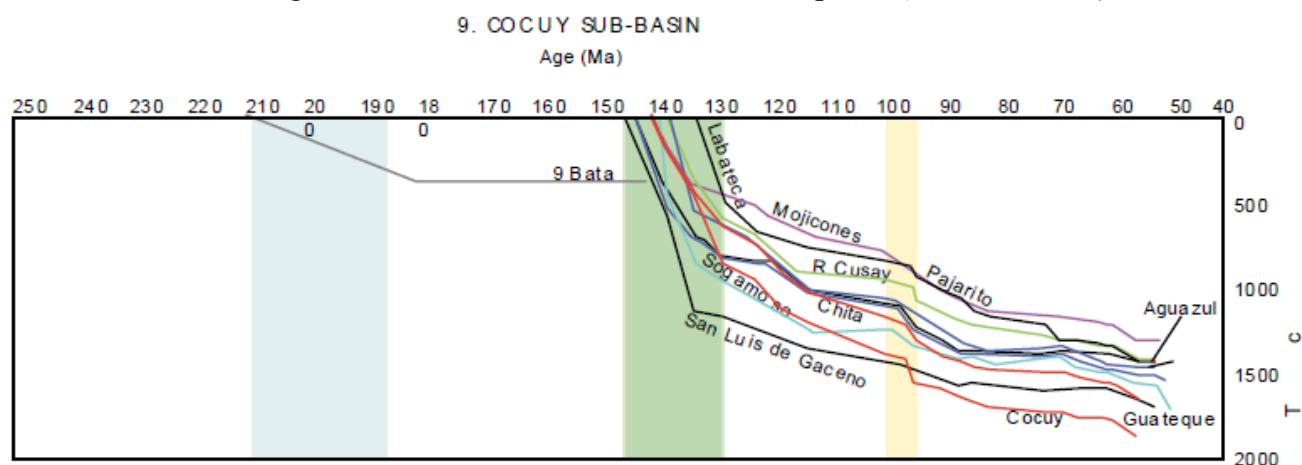


Fig. 7 Curvas tectónicas de subsidencia del registro sedimentario Mesozoico completo. El eje horizontal representa de edad en Ma. El eje vertical representa subsidencia tectónica en metros obtenida de un análisis de “Backstripping”. Las barras sombreadas verticales representan los eventos de subsidencia más rápidos. Los números se refieren a compartimientos de la cuenca (**Sarmiento. 2001**).

Posteriormente durante el Hauteriviano se depositan las Arenitas de la **Fm. Alto de Cáqueza (Kiac)**, (**Hubach 1945b**); constituidas principalmente por arenitas conglomeráticas, intercaladas con arenas de grano más fino, limolitas y shales. Esta



unidad representa un descenso relativo en el nivel del mar, lo que contrasta con las unidades inferiores y superiores, que son predominantemente de una litología finogranular, el límite superior coincide con el límite Hauteriviano-Barremiano, (Bürgl 1961^a).

Después de este periodo regresivo se da inicio a una nueva transgresión durante el Barremiano, la cual se mantiene hasta el Aptiano, (Guerrero 2002). El cambio de las condiciones ambientales, causa la depositación de una litología constituida por lutitas grises oscuras a negras, interestratificadas con margas, limolitas grises y lentejones de calizas, grises oscuras a negras, con frecuentes intercalaciones de areniscas cuarzosas, a este conjunto se le conoce con el nombre de **Formación Fómeque (Kif)**. Esta unidad alcanza hasta espesores de 1200m en el Anticlinorio de Farallones, probablemente por replegamientos, el espesor real según (Hubach 1945b) es de 240-400 m. El contacto superior e inferior de esta unidad se observó concordantemente a los estratos de las formaciones Arenisca de las Juntas y Une respectivamente. Fue depositada en un ambiente marino de aguas someras y circulación restringida.

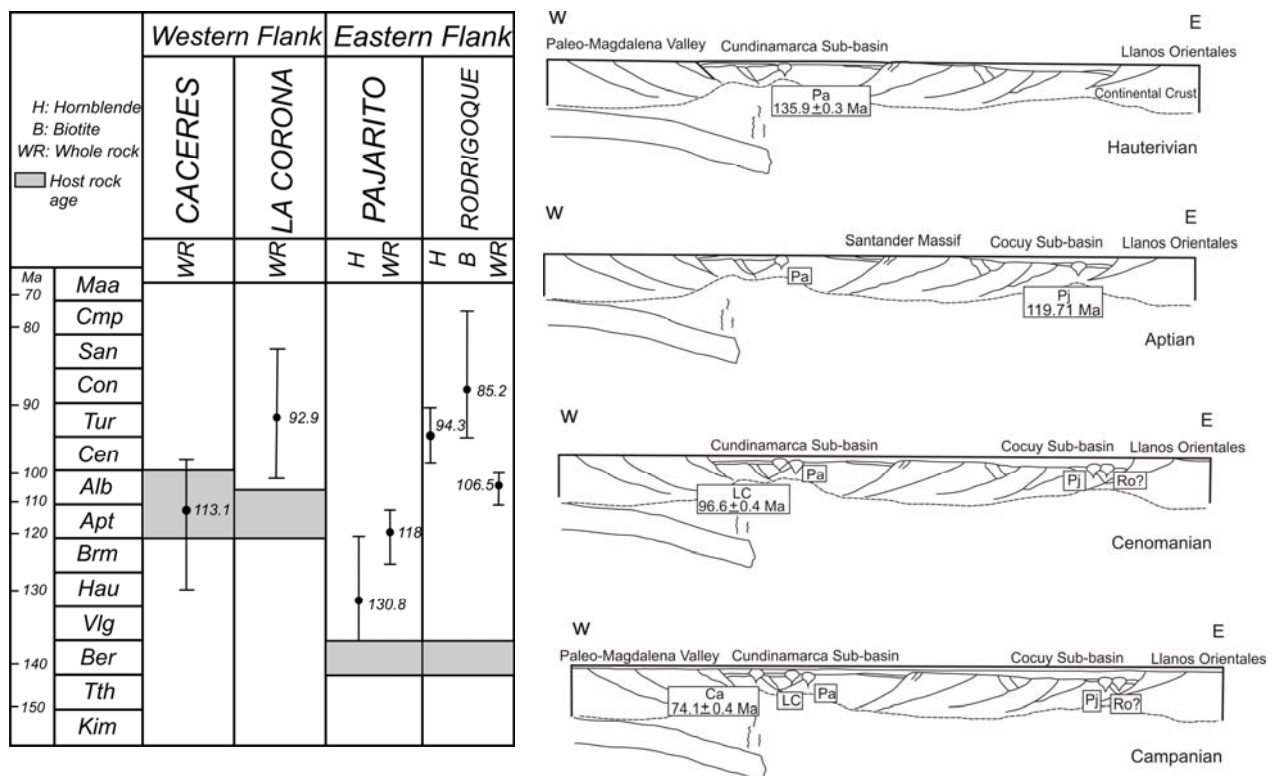


Fig. 8 a) Representación gráfica mostrando las edades radiométricas de cuerpos intrusivos de la Cordillera Oriental (Fabre & Delaloye, 1983) y estratigráficas (Fabre y Delaloye, 1983; Vásquez et al., 2000), tomado de Vásquez 2007.

b) Perfil esquemático proyectado E-W a través de la cuenca Cretácica Colombiana. La evolución cronológica del magmatismo muestra la posición de las intrusiones y las diferencias de espesor cortical en cada subcuenca.

5.2.5 Cretáceo Superior (Ks)

Durante el Albiano inferior ocurre una fuerte regresión que da lugar a la depositación de



sedimentos marinos de ambientes someros, los cuales se denominan **Formación Une (Ksu)** estas rocas se caracterizan por ser cuarzoarenitas blancas localmente moscovíticas con estratificación cruzada planar y en artesa interestratificadas con lutitas negras algunas veces carbonosas. Datada como Aptiano Tardío - Cenomaniano Temprano, (**Herngreen & Dueñas 1990**).

A partir del Cenomaniano ocurre un ascenso progresivo del nivel del mar, que mas tarde en el Turoniano llega a su punto máximo este periodo de transgresión tan marcado se mantiene hasta finales del Coniaciano (**Guerrero 2002**); y durante el se depositan sedimentos marinos profundos compuestos por lutitas negras con intercalaciones esporádicas de calizas, en la parte superior se presentan intercalaciones de areniscas cuarzosas, que corresponden a la **Formación Chipaque (Ksch)** (**Hubach 1931**).

Durante el Coniaciano tardío nuevamente ocurre un periodo regresivo, el cual marca el final de la depositación de la cuenca cretácica, (**Guerrero 2002**); de esta manera se observa como desde el Santoniano temprano hasta el límite Maastrichtiano-Paleoceno, la sucesión de facies, progresivamente pasa de un ambiente marino somero a uno Transicional continental, esto se evidencia por la depositación del **Grupo Guadalupe (Ksg)** y la **Formación Guaduas (Tkg)** (**Hubach 1931b, 1945b, 1957a; Hubach & Alvarado, 1932a**) Constituida por un conjunto inferior de lodolitas de color gris con algunas capas de carbón interestratificado, el cual hacia la parte superior presenta una intercalación de arenitas, es característico de esta unidad la presencia de mantos de carbón. Dentro de esta formación se sitúa el límite Cretáceo-Terciario (**K-T**).

5.2.6 Terciario (T)

Las unidades correspondientes al Terciario se encuentran distribuidas en la región específicamente en las estructuras del **Sinclinal de Nunchia**, **Sinclinal de Zapatosa**, **Anticlinical del Silbadero**, **Sinclinal del Porvenir** estas estructuras se caracterizan por ser de una longitud de onda más amplia; es en este sinclinorio que se deposita la secuencia Terciaria, esta depositación es sintectónica a partir del Mioceno durante la fase más fuerte de levantamiento de la Cordillera Oriental; (**Mora 2006**). Por lo tanto los sedimentos provienen de dos fuentes principales las cuales son: 1) erosión de materiales más antiguos que se encuentran levantados en la región occidental, y 2) el escudo de Guyana. Y en consecuencia el desarrollo estructural a través del tiempo resulta ser un control fundamental en cuanto a las condiciones ambientales de depositación.

Los sedimentos terciarios se confinan entonces al área de los sinclinales y se encuentran limitados al W por el rasgo estructural conocido como **Falla de Guaicaramo**, la cual juega un papel importante como control de la depositación durante el Cretácico (actuando como falla normal) y durante el Terciario en su reactivación (**Colletta et al., 1990**).

Es importante destacar el contraste existente entre la geometría de los pliegues que se presentan en estos sedimentos y aquellos que se encuentran en el dominio estructural del **Anticlinorio de Farallones**, claramente existe un cambio de estilo estructural. Que consiste en una mayor amplitud de onda de dichos pliegues hacia el este, y hacia el oeste, una mayor deformación, y menor longitud de onda de los mismos (**Mora 2006**).

El límite Maastrichtiano-Paleoceno marca el inicio del periodo Terciario, las primeras fases



del levantamiento andino se evidencian durante el paleoceno, donde se encuentra a la **Fm. Barco (Tpb)** descansando discordantemente sobre la Fm. Guaduas, esta unidad compuesta por un conjunto de cuarzoarenitas blancas, y algunas intercalaciones esporádicas de lodolitas, en general corresponde a un ambiente de shoreface, es correlacionable con la Formación Areniscas del Limbo y con La Formación Areniscas de Socha del Daniano.

Inmediatamente sobre la Fm. Barco descansa de Forma Concordante la **Formación Los Cuervos (Tpc)** es correlacionable con la Fm Socha Inferior a la cual se le asigna una edad Paleoceno Temprano – Eoceno Temprano, (**Peña et al 1995**), esta unidad se encuentra conformada predominantemente por Lodolitas, y arcillolitas, grises, y verdosas las cuales presentan intercalaciones de arenitas de grano fino a medio. Durante el Eoceno Medio ocurre el primer pulso de levantamiento tectónico Andino, el cual provoca la aparición de una fuerte discordancia angular en el registro estratigráfico, este hiato se extiende hasta el Eoceno Tardío, donde la secuencia continua con la **Formación Mirador (Tem)** constituida por areniscas cuarzosas de grano medio a grueso, frecuentes intercalaciones de conglomerados con cantos de cuarzo de hasta 5cm de diámetro. Su espesor varía entre 120 y 200 m. El contacto inferior con la Formación Los Cuervos Superior es discordante, pero el contacto superior es normal con la Formación Carbonera.

Posteriormente se deposita una secuencia constituida por una alternancia de arcillas grises claras a rojizas y areniscas cuarzosas de grano medio a grueso también posee intercalaciones de conglomerados, que recibe el nombre de **Formación Carbonera (Toc)**, Su espesor puede llegar a ser de 1400 m. En algunos sectores se reduce notablemente su espesor alcanzando un promedio de 600 m. Se deposito en un ambiente lagunar continental a marino cenagoso. Su edad es entre el Oligoceno y Mioceno Temprano. Continuando la secuencia se encuentra la **Formación León (Tml)** caracterizada por una predominancia de lodolitas y arcillolitas con intercalaciones de paquetes arenosos de aproximadamente 340 m de espesor, corresponde a un ambiente transicional, su edad se define como Mioceno Temprano a Mioceno Medio, se encuentra en contacto discordante con la unidad inmediatamente superior **Grupo Guayabo (Tng)**, esta discordancia se debe al segundo pulso de levantamiento andino que define el levantamiento final de la cordillera oriental, y define esta ultima unidad como un conjunto, de conglomerados, arenitas conglomeraticas y lodolitas moteadas, todos estos materiales se agrupan en una espesa secuencia que supera los 3000m, su proveniencia es evidentemente, producto de acción erosiva sobre los altos topográficos, compuestos por las unidades previamente levantadas. Durante el cuaternario existe la ocurrencia de depósitos continentales, asociados a sistemas fluviales, que forman terrazas con varios cientos de metros de espesor, dichas terrazas presentan evidencias de actividad neotectónica.



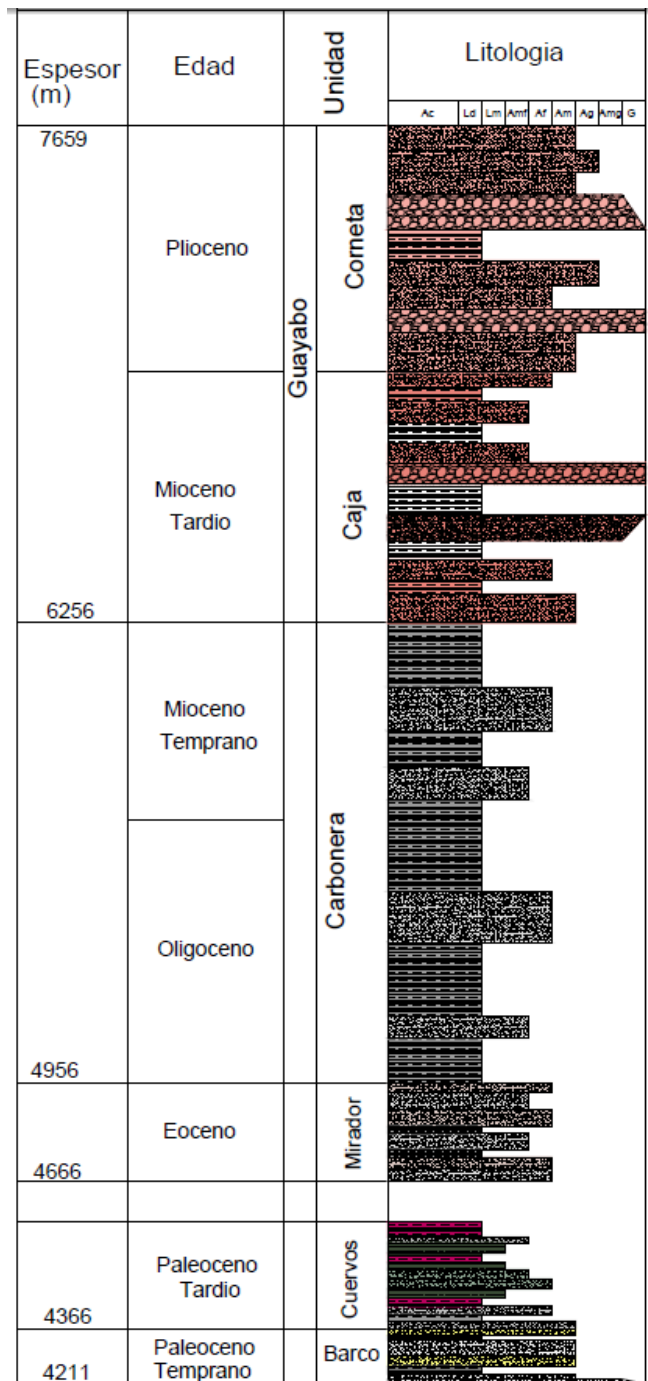
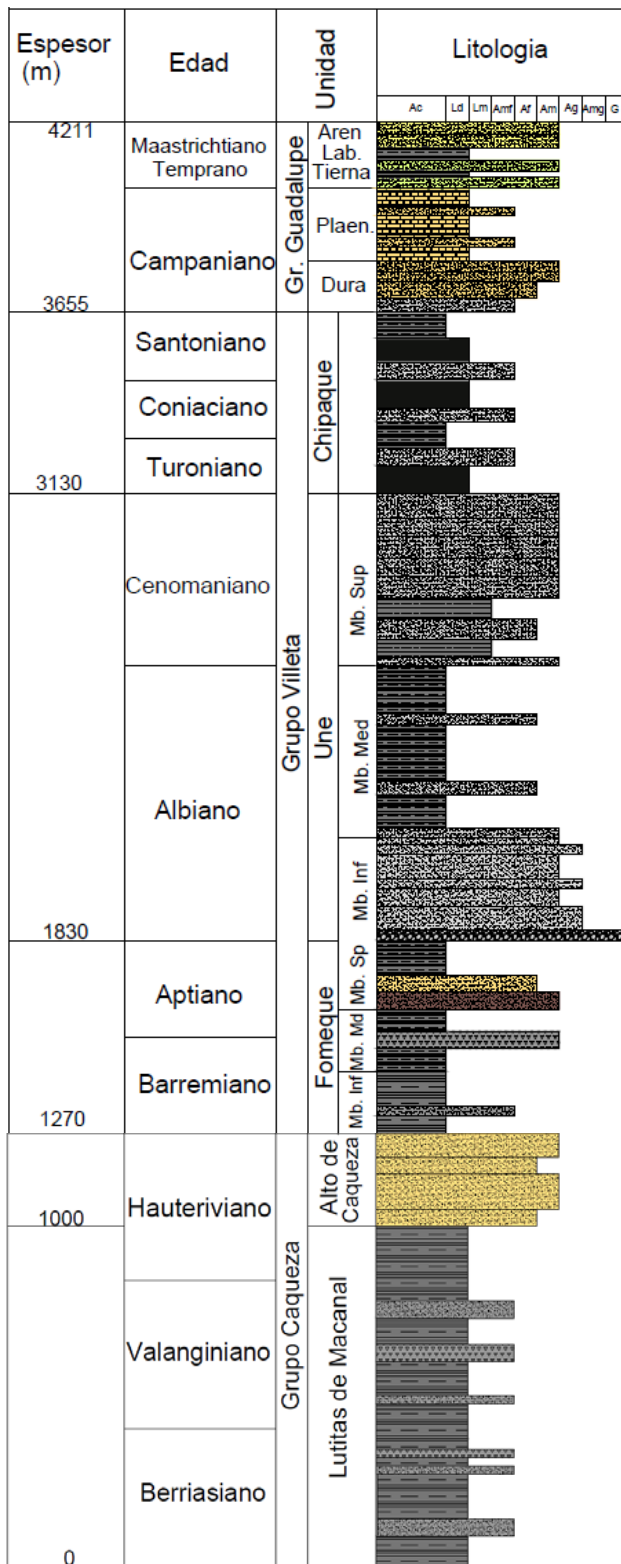


Fig. 9 Columna Estratigráfica Generalizada.



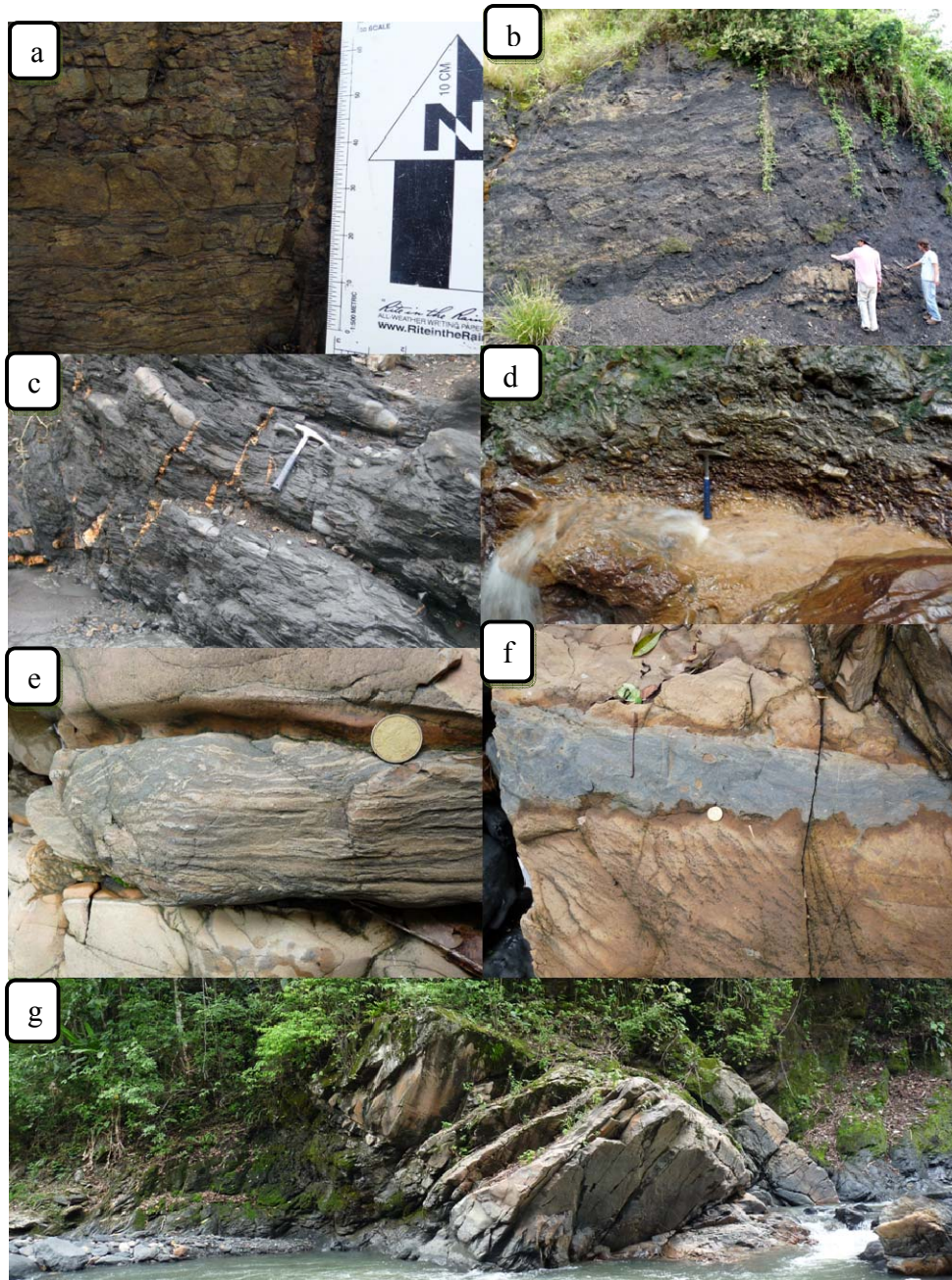


Fig. 10 Formación Macanal en el bloque colgante de la falla de Chámeza. a) Estructuras sedimentarias que evidencian polaridad en niveles de alternancias de limolitas arenosas café interlaminadas con capas ondulosas de materia orgánica, b) a mayor escala los paquetes se encuentran intercalados con capas de shales negros fuertemente deformados Vía Recetor, c) Facies de Lutitas masivas, depósitos hemipelágicos presentan venas de calcita centimétricas perpendiculares a S0, Qbda Maracagua, Recetor d) Facies de brechas angulares de guijos y cantos, mal seleccionadas y muy fuertemente cementadas, correspondientes a los lóbulos proximales controlados por paleotopografía, Qbda La Berracana, vía Pajarito. e & f) Detalle de cuarzozarenitas grises claras muy cementadas de grano muy fino en capas tabulares, regulares que demuestran una laminación interna incipiente, se encuentran interdigitados en las capas niveles oscuros muy finos que muestran estructuras sedimentarias como slumps y estratificación convoluta, flasers, etc posiblemente originadas en un flujo de canales proximales, polaridad normal, ligeramente calcáreas y contienen glauconita, Qbda Magavita, Pajarito. g) Canal proximal, espesor de 4m, geometría lobular, extensión areal indeterminada que se limita entre niveles de limolitas arenosas, Qbda Magavita, Pajarito.



6. METODOLOGÍA

Etapas preliminar

En esta etapa se recopiló la información existente y algunos trabajos previos realizados en el área de estudio, también se hizo la compilación cartográfica a escala 1:25000 en el Instituto Geográfico Agustín Codazzi.

Trabajo de Campo

Las labores de campo fueron divididas en 6 comisiones en las cuales se inició el trabajo en la parte sur y siguiendo posteriormente hacia el norte. En la tabla 1. Se muestran las fechas de las comisiones de campo, con un total de 112 días de campo se cartografió un área total de 1300 Km.². Este trabajo fue realizado por el Grupo de Geología Estructural y Fracturas (UNAL 2009).

Comisión de Campo	Fecha de Inicio	Fecha de finalización
1	28 de enero	23 de febrero
2	9 de marzo	22 de marzo
3*	8 de mayo	29 de mayo
4	10 de julio	29 de julio
5	21 de agosto	23 de septiembre

Tabla. 1 Comisiones de campo desarrolladas en la elaboración de la Cartografía geológica, la comisión 3, se realizó con presupuesto y logística directa del convenio UNAL-Ecopetrol ICP.

- Para deducir la geometría de los pliegues se realizaron cartografías estructurales de detalle.
- Mecanismos de plegamiento se identificaron a través del análisis de deformaciones inter-capa (cizallas por deslizamientos flexurales) y deformaciones transversales a las capas (clivajes de plano axial).
- Deformaciones se cuantificaron de manera directa por medio de mediciones en afloramientos y muestras y de manera indirecta por medio de patrones de fracturas y fallas estriadas.
- Una síntesis estructural de áreas piloto se realizó por medio del contorno de horizontes guías.
- La coherencia de los modelos estructurales se probó con retrodeformaciones.

6.1 Información a utilizar

Base cartográfica 1:25000 y 1:10000 del IGAC, cartografías preexistentes como referencia, DEM 30m de precisión para refinamiento de cartografía en oficina, fotos de estructuras a escala mesoscópica y regional a lo largo de diferentes posiciones estructurales, datos medidos y compilados en una hoja Excel del azimut y el buzamiento de todos los planos de fractura y fallas. Mapa base topográfico con la información que reúna las estaciones con las



unidades además de observaciones de campo sobre los contactos.

6.2 Construcción Estructural

Para el modelamiento estructural se utilizaron diferentes softwares, en Excell® se compilaron las bases de datos respectivas, con el Software ArcGis® se construyeron los mapas geológicos y modelos digitales del terreno, la elaboración de las secciones se hizo utilizando el Software 2D Move® para su construcción utilizamos la base cartográfica del Grupo de Geología Estructural y Fracturas – UNAL (2009), y datos estructurales adquiridos en las mismas campañas minuciosamente en las respectivas estructuras. Las extensiones transversales de estas secciones se enmarcan en el bloque cartografiado su extensión busca ubicar la Falla de Chámeza al W y definir los espesores de las unidades cretácicas en el bloque yacente de la Falla de Guaicaramo.

Para cada sección evaluamos de manera independiente los datos básicos de superficie (contactos geológicos, datos de buzamiento) para determinar los espesores y las inclinaciones de las unidades (**Fig 11**). Con este procedimiento logramos a definir variaciones de los espesores entre ciertos puntos de referencia del bloque al E de la Falla de Guaicaramo, y al W de la Falla de Chámeza. Un problema mayor en la construcción de secciones es la variación de espesores, controlada por cambios estratigráficos entre el depocentro y el escudo, así mismo el acuñaamiento de las unidades ocurre por un efecto tectónico que se expresa principalmente en una alta deformación en los flancos invertidos de las estructuras del frente de deformación, adicionalmente existe una incertidumbre inherente a la interpretación estructural, esta se refiere a la extensión de los pliegues a profundidades medias de las unidades cretácicas.

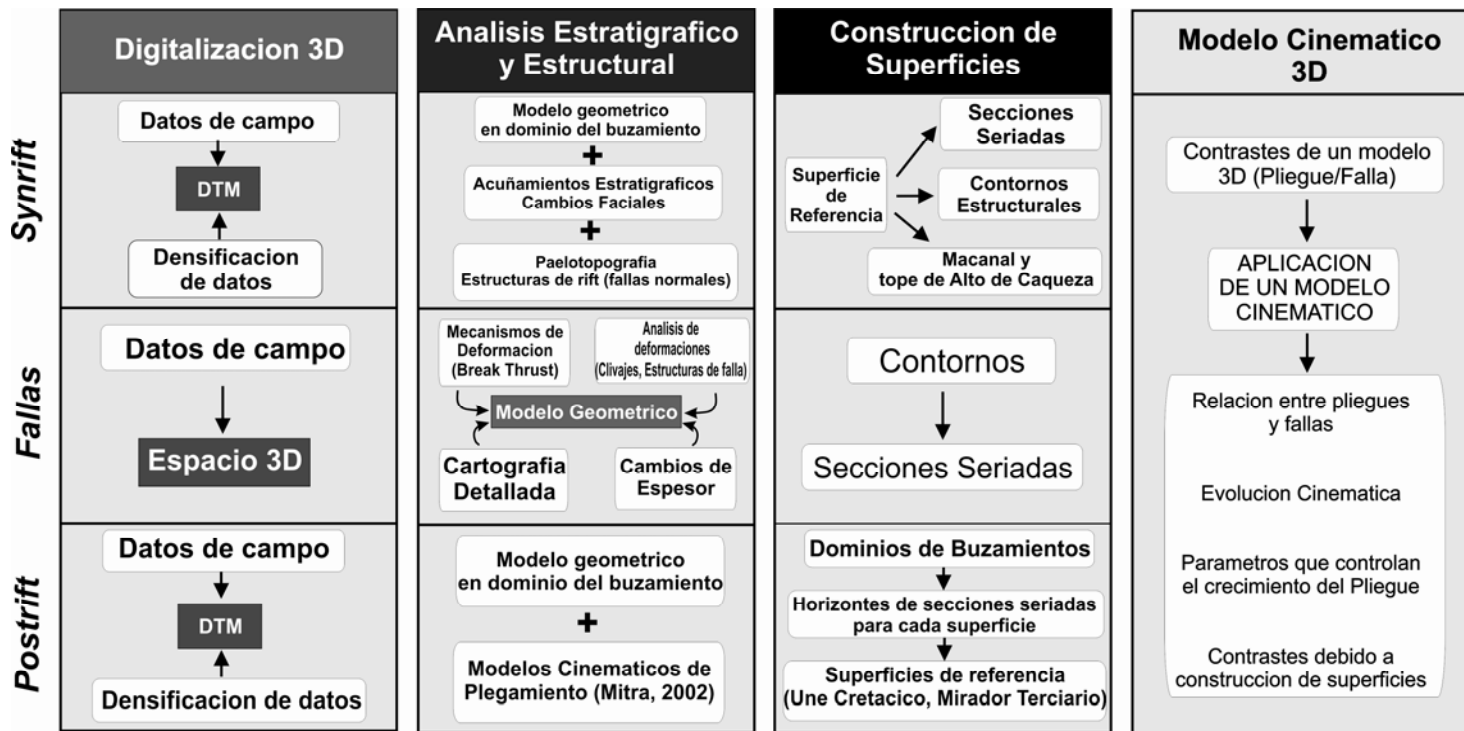


Fig. 11 Esquema de flujo de trabajo en reconstrucción 3D.



Las secciones fueron elegidas de acuerdo a su representatividad dentro del marco estructural general, su longitud y la disponibilidad de datos de superficie y pozos. Después de haber construido las secciones las unidades plegadas y falladas fueron desplegadas por un simple balanceo de líneas. Así mismo se retro-deformaron. La construcción de los modelos 3D se realizó con 3DMove® una vez la construcción y balanceo 2D fue concluida, utilizando AutoCad® se realizaron ilustraciones de fotografías de campo esquemas explicativos, y compilación y edición de esquemas tomados de otras publicaciones para su adaptación al presente trabajo.

7. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL LOCAL.

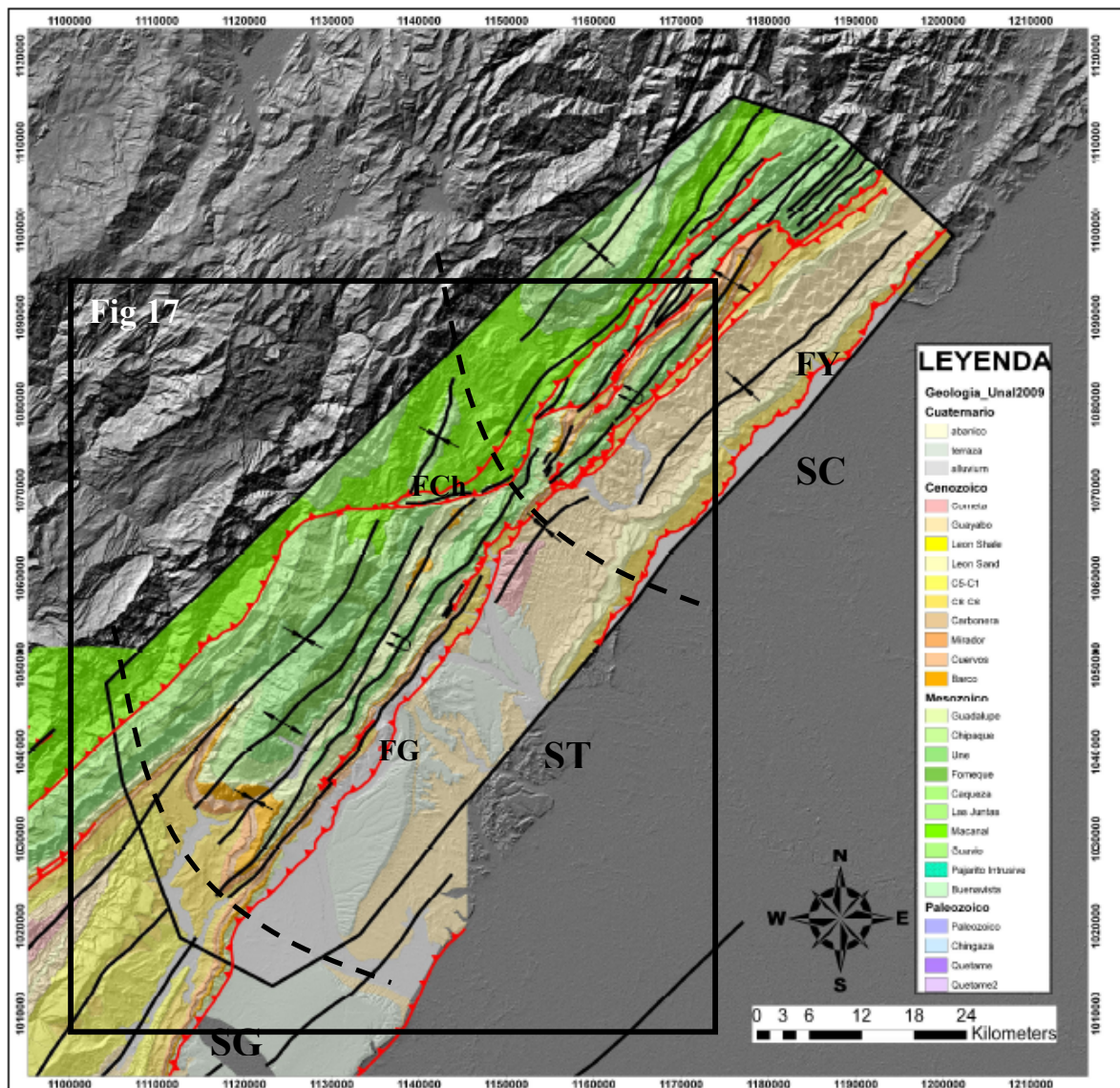


Fig. 12 Mapa geológico del área. Se observan las principales estructuras presentes en el piedemonte llanero. ST Segmento Tauramena, SC, Segmento Cusiana, SG, Segmento Guavio, FCh, Falla de Chámeza, FY, Falla de Yopal, FG, Falla de Guaicaramo. El recuadro muestra la ubicación de la Fig 17.



En la figura 16 se dividen 3 segmentos estructurales separados por relevos dextrales (Segmentos Guavio, Tauramena y Cusiana) (**Kammer et al, 2008**). El primer relevo ocurre entre el Segmento Guavio y Segmento Tauramena marcado por el cambio en la amplitud y longitud de onda de los pliegues entre segmentos (**Fig 12**). El segundo relevo ocurre entre el Segmento Tauramena y el Segmento Cusiana separados por la Falla de Chámeza (**Fig 12**).

7.1 Reseña de los elementos estructurales

Se describen los elementos arquitecturales del Segmento Tauramena que conforman estos dominios divididos por estos importantes sistemas de fallas, que definen: 1) una provincia oriental que al sur se expresa en amplios sinclinatorios limitados al E por la Falla de Yopal definidos por una tectónica de piel delgada con extensos flats donde se desarrollan estructuras amplias. 2) una provincia central entre las Fallas de Chámeza y Guaicaramo que se manifiesta afectada por fallas profundas enraizadas en el basamento y que en dirección norte desarrolla un apilamiento de escamas (**Imbricaciones**). 3) una provincia W que manifiesta pliegues amplios y simétricos cuyas forma permiten asociarlos a un mecanismo de tipo Buckling, así mismo en esta región las unidades exhiben sus mayores espesores.

En este capítulo se hace énfasis en la provincia central, y las relaciones observadas en el bloque limitado por las fallas descritas, así se documentan las estructuras a lo largo de esta franja. Se utiliza como referencia la Falla de Chámeza, como rasgo estructural de primer orden que limita de S a N los segmentos estructurales de Tauramena y Cusiana.

Para definir los ejes de pliegues se realiza un análisis estereográfico con el fin de determinar direcciones de rumbo preferenciales y las inmersiones que estos presentan.

Falla de Chámeza

Esta falla inversa representa un splay que une la Falla de Tesalia-Lengupá con la Falla de Pajarito. Es una falla inversa cuyo ángulo varía entre 36-50° presenta una vergencia hacia el E, con un desplazamiento vertical mínimo de 1000 m estimados con base en el cabalgamiento entre las formación cretácica de la Formación Lutitas de Macanal y la Formación Une. (**Fig. 13**).

Delimita un bloque levantado en cuyos núcleos afloran las rocas más antiguas del cretáceo basal. El relevo entre los segmentos Tauramena y Cusiana (**Fig. 16**) se ve controlado por el desarrollo de esta falla, cuyo trazo coincide con el emplazamiento de cuerpos intrusivos de naturaleza Gabroide observados en la flexión oriental de la misma a la altura de Pajarito (Boyacá).



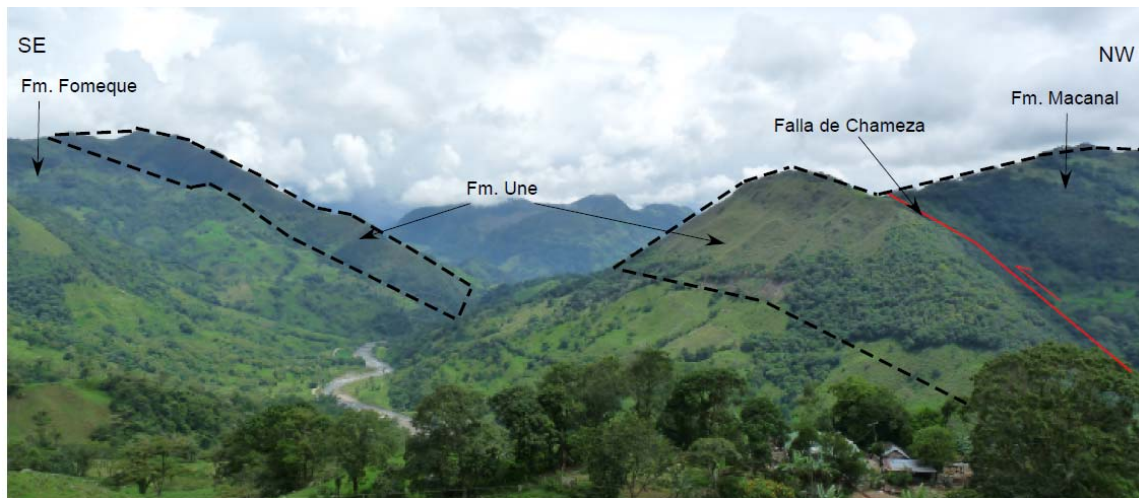


Fig. 13 Vista en dirección SE-NW, de la falla de Chámeza a la altura del río Cusiana, se observa la Formación Lutitas de Macanal cabalgando a la Formación Une.

Presenta un salto que supera los 1,4 Km. en la zona central del bloque. En las diferentes secciones transversales esta falla se define como un plano único. A lo largo del tren estructural, sin embargo, se produce un relevo entre dos planos de falla a la altura del límite entre los Segmentos Tauramena y Cusiana (**Fig. 17, 18 & 29**) que implica una mayor reorganización del flanco oriental del Anticlinal de Paya y se refleja un cambio en la organización de los pliegues en el área oriental del bloque. Al S de este relevo el desarrollo de las estructuras del piedemonte se manifiesta en un arreglo de pliegues cilíndricos continuos que presentan mayores longitudes de onda (3-5 Km.). En este dominio la falla desplaza el flanco fuertemente deformado del Anticlinal de Paya y tiene un rechazo limitado. En superficie la falla contrapone la Formación Chipaque contra sedimentos de la Formación Alto de Cáqueza. En el sector septentrional de este relevo de fallas se observa en contacto la Fm. Macanal sobre la Fm. Une. Las unidades sedimentarias buzanan al W.

Fallas y pliegues asociados al bloque colgante de la Falla de Chámeza

En el área al W la Falla de Chámeza prevalece un plegamiento abierto, que afecta a las unidades del Cretácico inferior, implicando un relieve topográfico y estructural mayor. Al E del bloque el relieve topográfico se hace, sin embargo, mas importante, y predominan pliegues apretados invertidos. Debido a este desnivel estructural se desarrollan valles longitudinales de los drenajes que cortan transversalmente las estructuras donde gran parte de la columna cretácica está expuesta, comprendiendo las formaciones del Grupo Guadalupe hasta los shales del Cretácico inferior (Formación Fómeque). Este hecho fue ampliamente usado para determinar la variación de espesores de las unidades cretácicas en la restauración de los perfiles.

Falla de Guaicaramo:

La Falla de Guaicaramo presenta un trazo continuo desde el área de Medina al sur hasta el área del Cocuy al norte. A pesar de este hecho La arquitectura de la falla es sensible a los



relevos dextrales, por lo tanto presenta diferentes escenarios tectónicos. (Herbrard 1985) interpreta la Falla de Guaicaramo en el área del Cocuy como falla de inversión apoyándose en el cambio dramático de los espesores del Cretácico Inferior a ambos lados de la misma. En el área de estudio (Martínez 2006) la incorpora en el modelo como una falla limitante de un “training imbricate fan” a lo largo de borde oriental del Anticlinal de Monterralo. En el sur cambios marcados en la geometría de la falla ocurren entre la sección de los Anticlinales del Guavio y el de Silbadero (Mora et al 2007) en el área del Anticlinal del Guavio interpreta esta falla como de despegue con geometría de flat-rampa, la cual forma un solo sistema con la Falla de Tesalia en profundidad. Mientras en el Anticlinal de Tierra Negra no presenta esta geometría.

La Falla de Guaicaramo limita al este el frente cabalgante y las unidades levemente plegadas de antepaís (Fig. 14), tiene un transporte tectónico hacia el SE, su dirección varía entre N20°E y N40°E representa una falla inversa que presenta una inclinación de 40° a 60° hacia el W. La falla presenta un salto vertical mínimo de 2000 m estimados con base en los puntos de cut-off entre las formaciones Une y Carbonera (Fig 19 Sección D-D’).



Fig. 14 Vista en dirección E-W, de la falla de Guaicaramo a la altura del río Unete, se observa la Formación Une cabalgando a la Formación Carbonera.

Fallas y pliegues asociados al bloque colgante de la Falla de Guaicaramo

Los pliegues del bloque colgante que son continuos desde el S (Sinclinal de Recetor, Anticlinal de Tierranegra, Sinclinal de Nazareth) hasta el Relevo de Chámeza donde se truncan abruptamente. Los anticlinales contiguos a la falla en el bloque colgante exhiben una menor amplitud y se distinguen por su rumbo paralelo a esta misma estructura. Estas relaciones apuntan hacia un cierto control del plegamiento-fallamiento en el antepaís oriental.

Hacia el norte del relevo de Chámeza, sin embargo, la estructura del anticlinal de Monterralo es oblicua a la Falla de Guaicaramo indicando un fallamiento fuera de secuencia de esta estructura para el Segmento Cusiana, este comportamiento oblicuo también se observa en los pliegues y fallas que conforman el Segmento Tauramena (Fig 16 & 17).



Estructuras	Polos de Estratificación	Longitud (Km)	Longitud de Onda Media λ (Km)	Orientación Eje de Pliegue	Cabeceo
<i>Anticlinal de Tierranegra.</i>	131	30	9	N53E	23SW
<i>Anticlinal Silbadero</i>	731	63.3	4.7	N49E	8SW
<i>Anticlinal Silbadero Cierre Periclinal Sur</i>	291	63.3	4.6	N51E	11SW
<i>Anticlinal Silbadero – Sector Norte</i>	266	63.3	6	N53E	5NE
<i>Sinclinal de Recetor – Cierre Periclinal Sur.</i>	72	50	4.5	N55E	16SW
<i>Sinclinal de Recetor – Sector Norte.</i>	126	50	4.5	N35E	3NE
<i>Sinclinal del Porvenir</i>	101	47.2	5.5	N46E	6SW
<i>Anticlinal de Monterralo</i>	210	40	5	N44E	6SW
<i>Anticlinal de Monterralo – Sector Sur</i>	110	40	5	N50E	18SW
<i>Anticlinal de Monterralo – Sector Norte</i>	100	40	5	N42E	10NE
<i>Sinclinal del Boquerón</i>	69	15	7	N36E	4NE
<i>Sinclinal de Nunchía</i>	101	66.2	10.8	N46E	3SW
<i>Sinclinal de los Yopos</i>	75	32.4	4	N48E	8NE

Tabla 2. Compilación de atributos geométricos de las estructuras en los Segmentos Tauramena y Cusiana.



Mapa detallado del Segmento Tauramena.

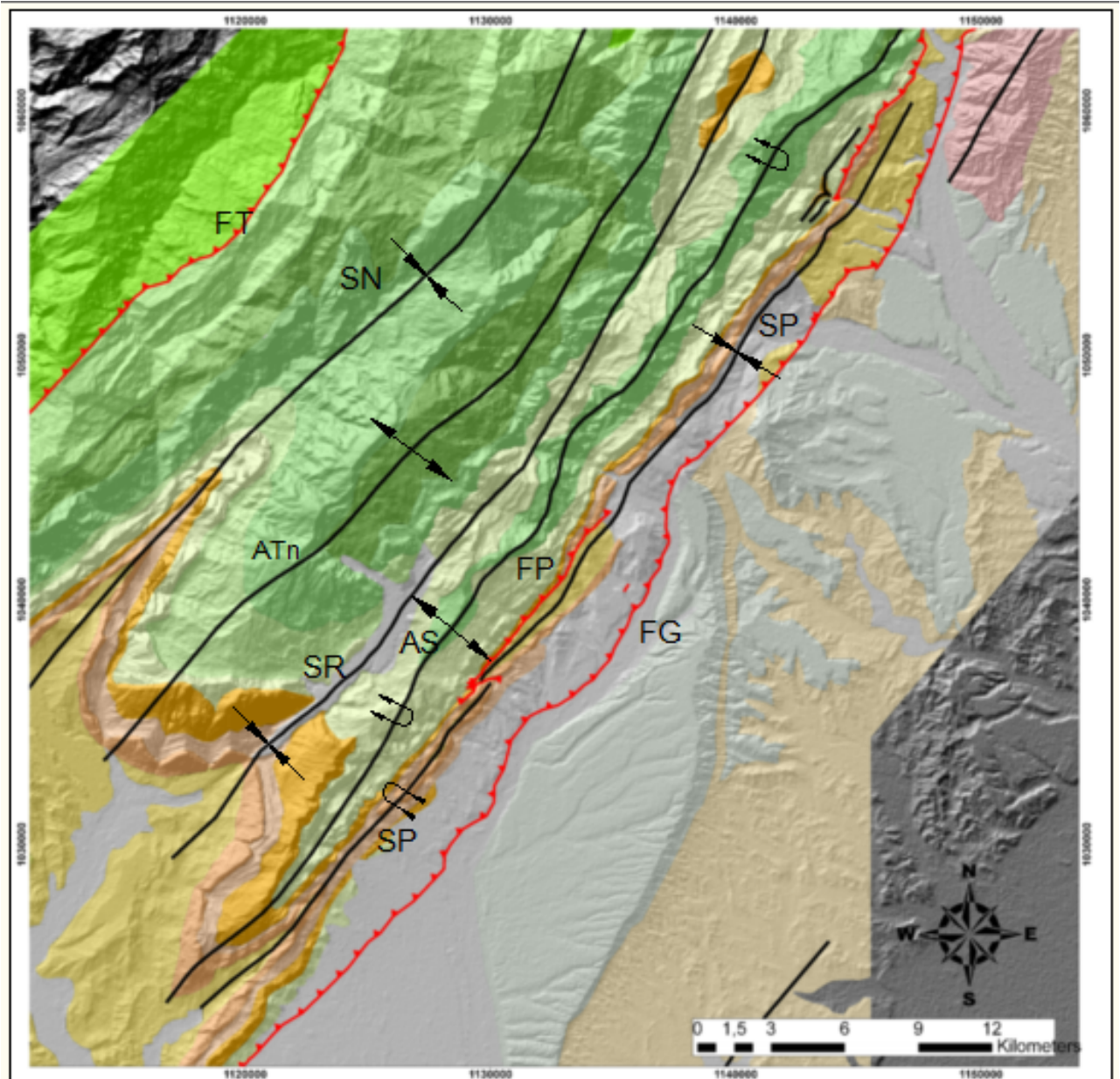


Fig. 15 Mapa geológico del segmento Tauramena, en el cual se muestran las principales estructuras. Pliegues: ATn=Anticlinal de Tierranegra, AS= Anticlinal de Silbadero, SP=Sinclinal del Porvenir, SR= Sinclinal de Recetor, SN=Sinclinal de Nazareth, FT=Falla de Tesalia, FG=Falla de Guacaramo, FP=Falla de Porvenir.



Mapa detallado del sector de la Falla de Chámeza

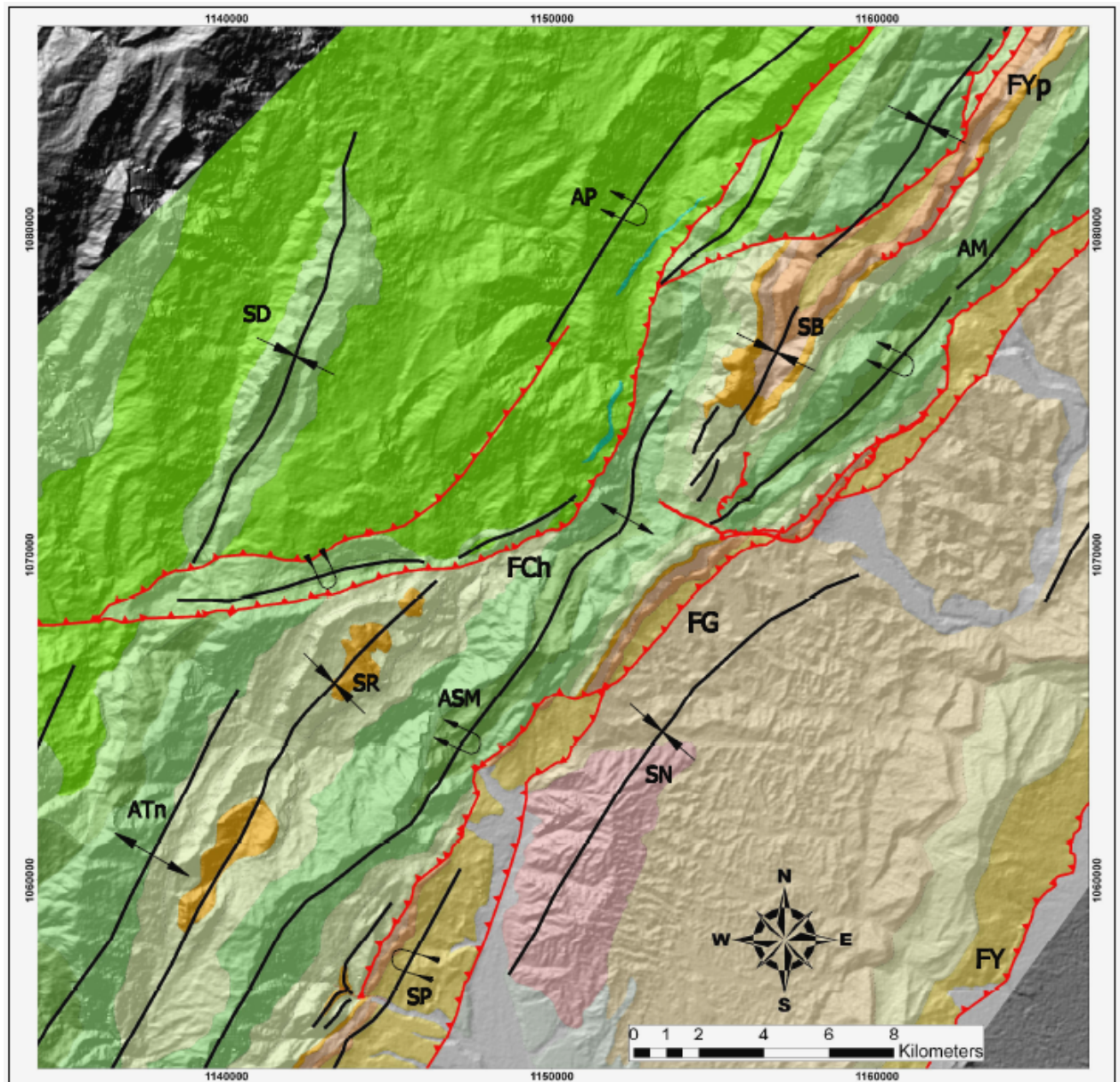


Fig. 16 Mapa geológico del sector de la Falla de Chámeza, en el cual se muestran las principales estructuras. Pliegues: ATn=Anticlinal de Tierranegra, ASM= Anticlinal de Silbadero-Monserrate, SP=Sinclinal del Porvenir, SR= Sinclinal de Recetor, SN=Sinclinal de Nunchía, FCh=Falla de Chámeza, FG=Falla de Guaicaramo, FY=Falla de Yopal.



Mapa detallado del Segmento Cusiana.

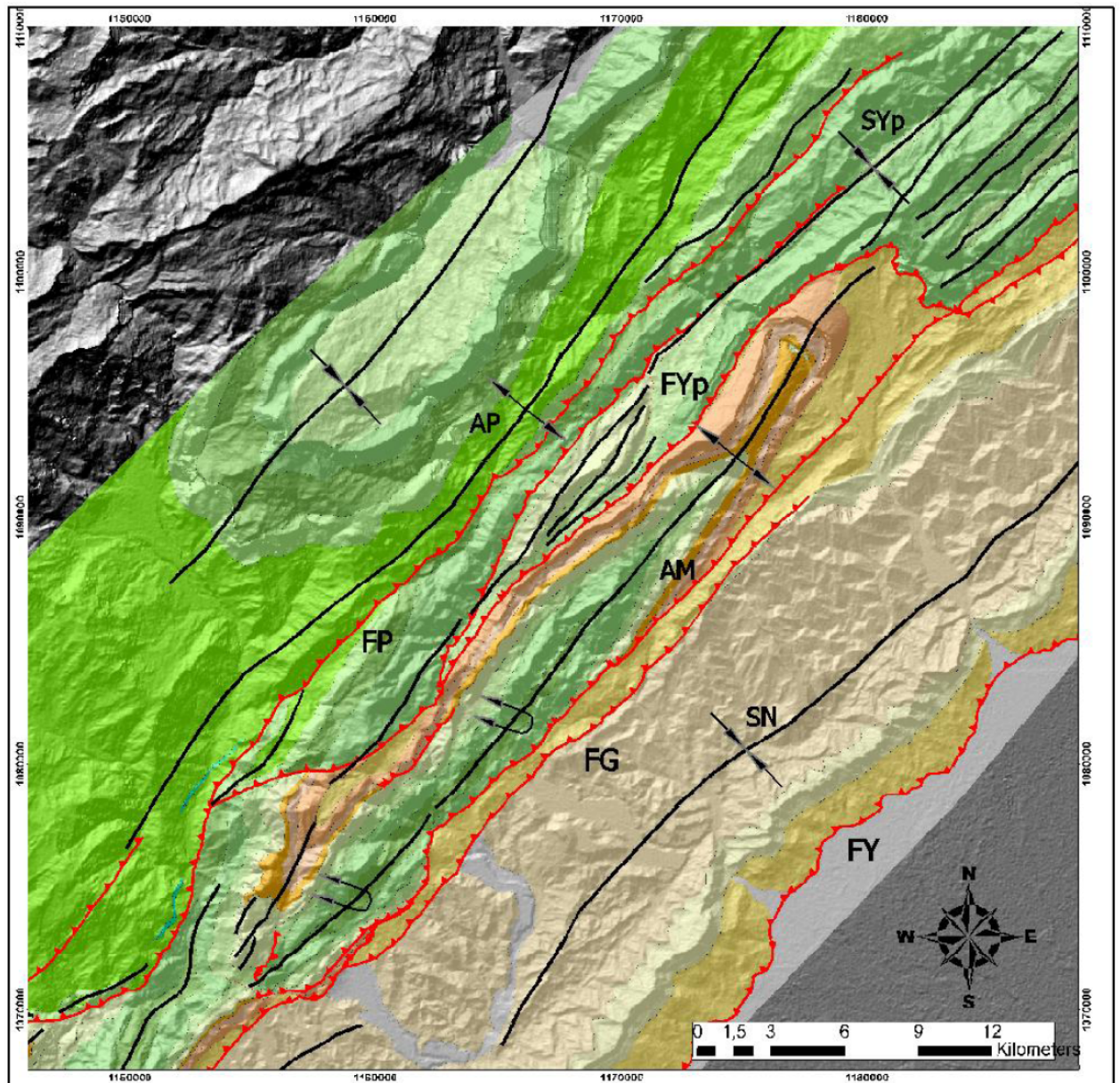


Fig. 17 Mapa geológico del segmento Cusiana en el cual se muestran las principales estructuras. AM= Anticlinal de Monteralo, AP=Anticlinal de Paya, del Porvenir, SR= Sinclinal de Recetor, SN=Sinclinal de Nunchía, FP=Falla de Porvenir, FYP=Falla de los Yopos, FG=Falla de Guaicaramo, FY=Falla de Yopal.



7.2 Secciones Estructurales

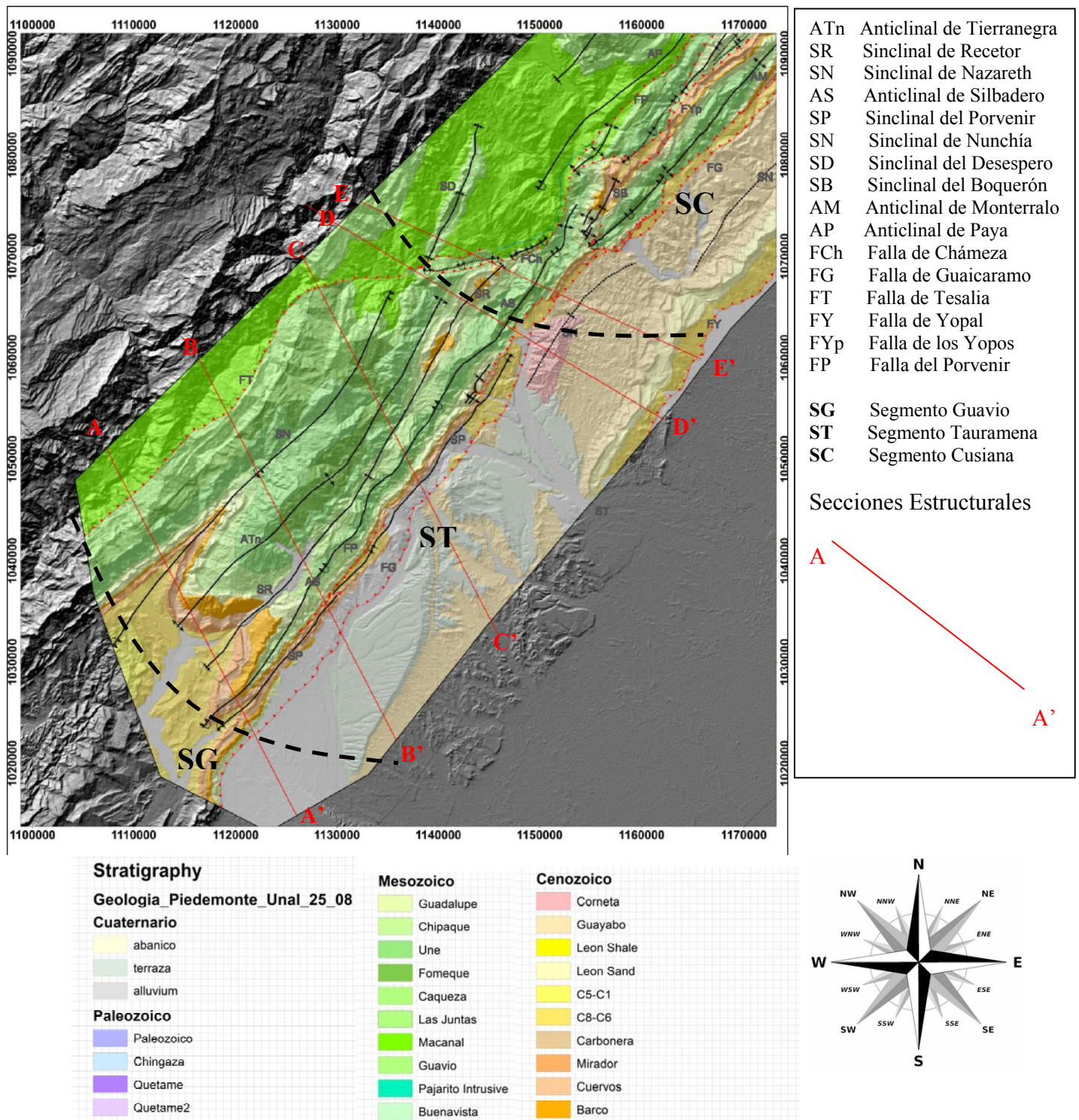


Fig. 18 Mapa geológico sintetizado y secciones estructurales del área de estudio



En este capítulo se presentan algunos comentarios relativos a la interpretación de geología de superficie en secciones verticales ubicadas en la **Fig 18**.

En cuanto a la geometría inicial de las unidades del bloque restaurado se observa un engrosamiento de las formaciones cretácicas hacia el W para todas las secciones. La variación en los espesores responde fundamentalmente a 2 factores: 1) la configuración de la cuenca se define por un fenómeno flexural de cuenca de antepaís con una inclinación del basamento hacia el W, que en consecuencia produce un acuñaamiento estratigráfico en la dirección del antepaís. Los pozos confirman una acuñaamiento progresivo en las zonas más distales en donde la secuencia cretácica comienza en la Fm. Une. 2) Las unidades se acuñaan aún más hacia el frente de deformación en los flancos invertidos de los Anticlinales de Silbadero – Monserrate, y Anticlinal de Monterralo, alcanzando espesores mínimos, debido a un efecto tectónico, este hecho se documenta a través de la cartografía y de forma más detallada en las secciones, donde se observan reducciones en los espesores de hasta un 50%.

Surgen problemas para diferenciar las unidades cretácicas debido a la desaparición de los intervalos arcillosos por cambios faciales. El buzamiento regional para la cuenca en el área de estudio es de 2 grados hacia el W en el tope del basamento, en las secciones se utiliza un ángulo regional de 1-1,6° y un valor máximo de 2 grados, este incremento es típico debido a la carga litosférica del frente montañoso, así como también se ve influenciado por el acuñaamiento estratigráfico de las unidades y es mucho más evidente en las secciones del sector norte donde se encuentran varios frentes de cabalgamiento en avance (**Fig 19 Secciones D-D', E-E'**).

Las secciones A-A' y B-B' se ubican en la parte S del área los mayores espesores de sedimentos paleógenos (Fm Cuervos, Fm. Barco) indican que fué el sector más profundo de la Cuenca terciaria, este depocentro coincide espacialmente con la charnela del anticlinal de Tierranegra y la parte más profunda del Sinclinal de Nunchia.

Una restauración de las unidades en la sección A-A' al W de la Falla de Guaicaramo muestra el acuñaamiento de las unidades hacia el E. Restaurando el tope de la Formación Une a una posición horizontal, se obtiene una inclinación de 0,8° para la base de la Formación Une, y una inclinación de hasta 3,3° para la base de la columna cretácica.

En la sección B-B' unidades invertidas del flanco oriental del Anticlinal de Silbadero alcanzan un menor espesor y se ponen en contacto con la secuencia final del intervalo superior de Carbonera C8 a través de la Falla de Guaicaramo. Restaurando el tope de la Formación Une a una posición horizontal, se obtiene una inclinación de 1,4° para la base de la Formación Une, y una inclinación de hasta 3° para la base de la columna cretácica.

La sección C-C' retrata la geometría de los pliegues en su segmento intermedio, el cual se caracteriza por una amplia cresta y un flanco oriental fuertemente inclinado en los pliegues frontales como el anticlinal de Silbadero y el Sinclinal de Recetor. La geometría del Anticlinal de Silbadero se acerca más a un pliegue de tipo isoclinal. Restaurando el tope de la Formación Une a una posición horizontal, se obtiene una inclinación de 1,4° para la base de la Formación Une, y una inclinación de hasta 2.9° para la base de la columna cretácica.

Las tasas de acortamiento varían de un 10%, a un 40% aumentando hacia los pliegues contiguos a la Falla de Guaicaramo en dirección N. Estas relaciones se confirman para la sección D-D' que muestra un acortamiento elevado de un 41%. En las tablas 2 y 3 se consignan los desplazamientos netos (net slip) (**Mitra 1998**), así como espesores medidos en diferentes posiciones estructurales.



En la sección E-E' se observa la continuidad de las estructuras, aparentemente el acortamiento es mayor evidenciado en un salto más amplio de la Falla de Chámeza el cual pone en contacto la Fm. Chipaque con la Fm. Alto de Cáqueza Restaurando el tope de la Formación Une a una posición horizontal, se obtiene una inclinación de 0,4° para la base de la Formación Une, y una inclinación de hasta 2,6° para la base de la columna cretácica. Horizontes significativos de despegue ocurren en Carbonera superior, Carbonera inferior (C8), la Fm Chipaque, Fómeque, y el despegue regional más importante correspondería a la base de la Fm Macanal. Las formaciones desde C8 hasta Une incrementan gradualmente sus espesores hacia el W de acuerdo a la geometría de la cuenca. Las unidades del Cretáceo basal incrementan sus espesores siguiendo este patrón, sin embargo varían abruptamente siendo este efecto evidente en las unidades sin-rift controladas por una paleotopografía irregular.

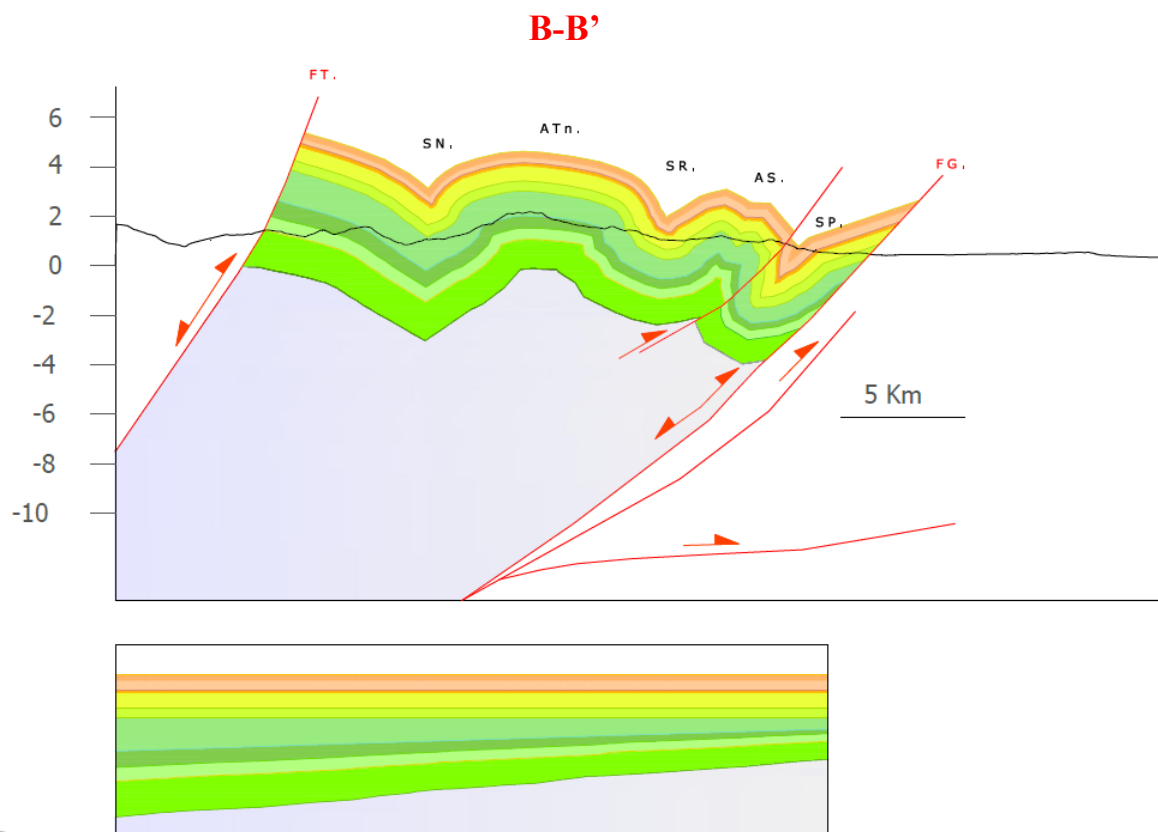
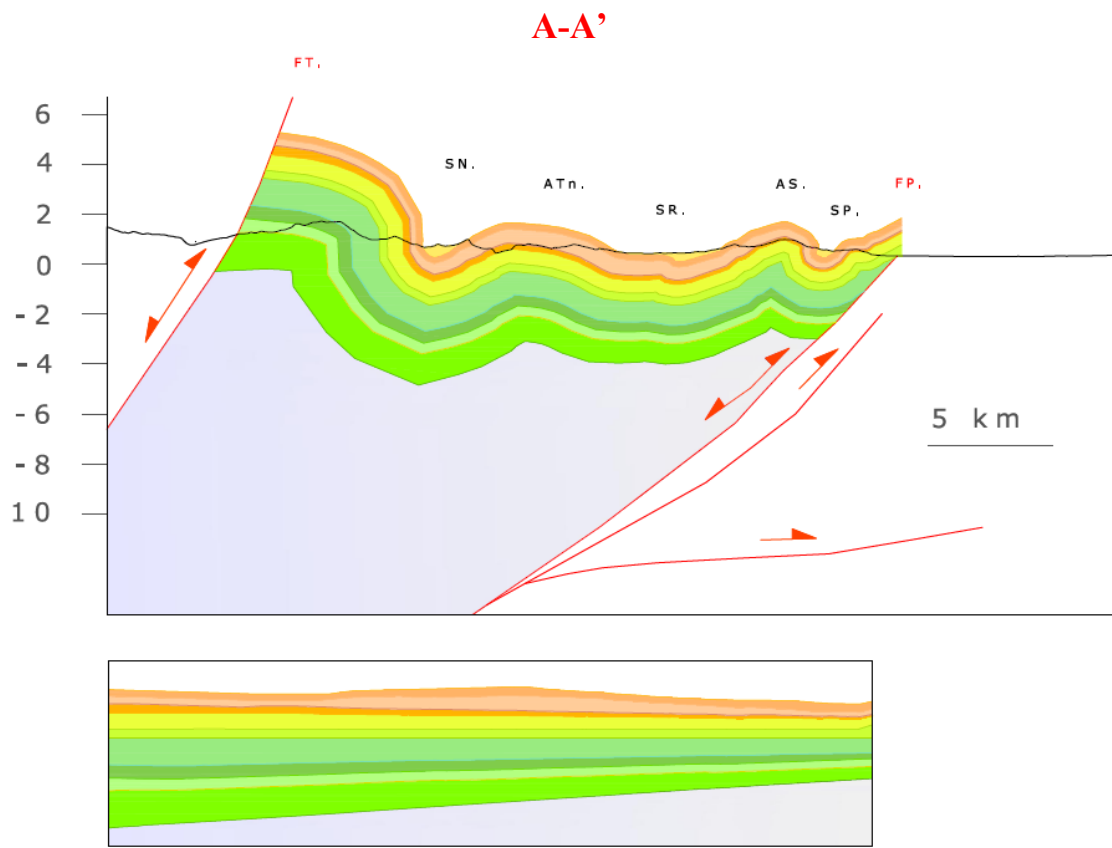
FALLA	DESPLAZAMIENTO NETO (m)	ANGULO MEDIO DE LA FALLA
Falla de Chámeza	1744m	44°
Falla de Guaicaramo Splay 1	3776m	56°
Falla de Guaicaramo Splay 2	476m	47°
Falla de Guaicaramo Splay 3	1253m	53°
Falla de Yopal	5479m	30°

Tabla. 3 Desplazamiento neto y ángulo medio de fallas, Sección D-D'

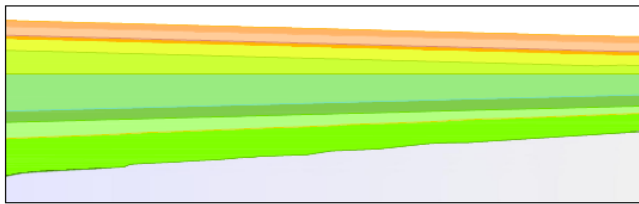
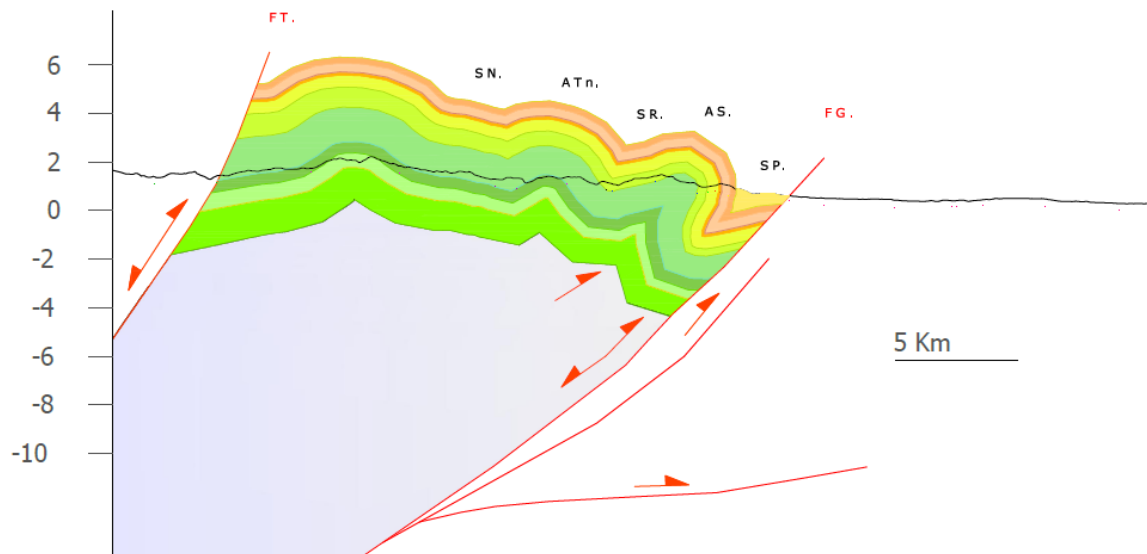
Escama-Pliegue	Espesor Medio Unidades Cretácicas(m)						
	Kilm	Kiac	Kif	Ksu	Ksch	Ksg	Tpb
Bloque Colgante Falla de Chámeza	1206	400	576	1199	x	x	x
Sinclinal de Recetor	888	344	363	655	331	571	155
Anticlinal de Silbadero	950	300	321	530	232	425	144
Guaicaramo Splay 1	1000	317	308	558	232	465	126
Guaicaramo Splay 2	900	317	309	504	240	475	128
Guaicaramo Splay 3	x	323	313	510	240	476	130
Bloque Yacente Falla de Yopal	737	282	229	473	225	470	135
Bloque Yacente Falla de Yopal E	401	253	168	289	132	480	71

Tabla. 4 Espesores medios según posición estructural Sección D-D'

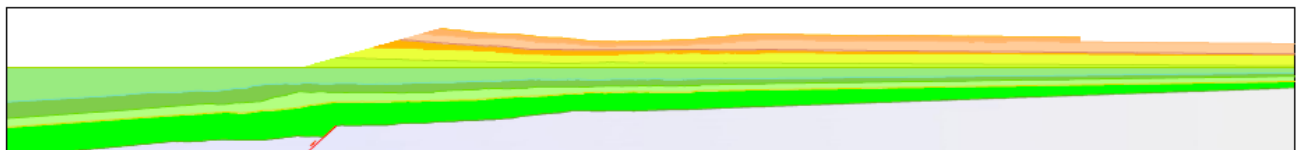
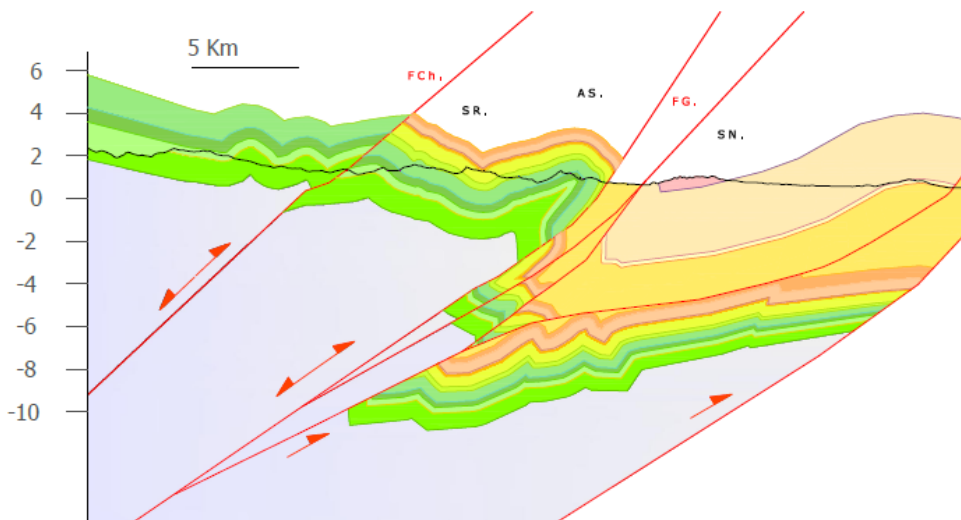


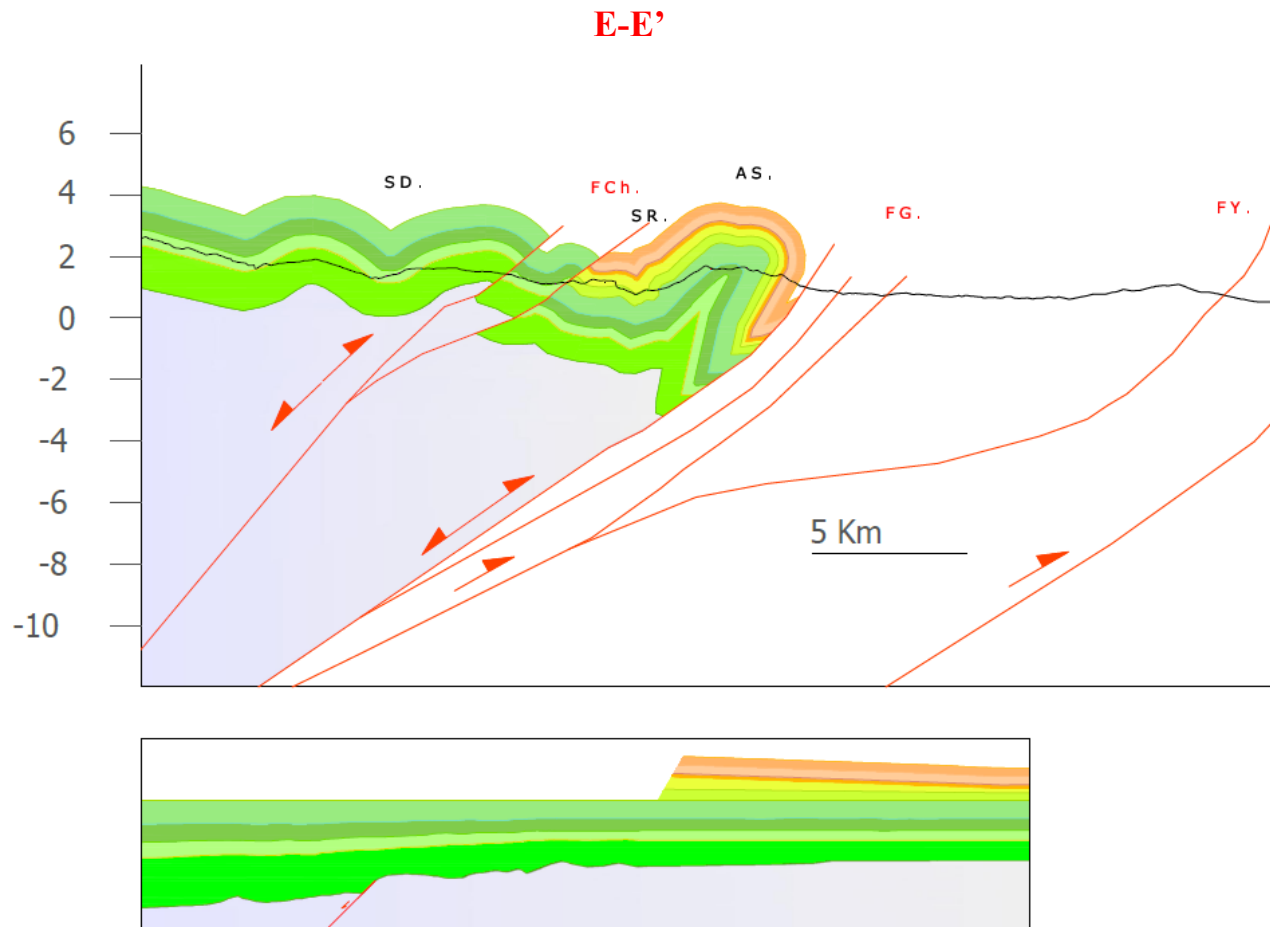


C-C'



D-D'





- ATn Anticlinal de Tierranegra
- SR Sinclinal de Recetor
- SN Sinclinal de Nazareth
- AS Anticlinal de Silbadero
- SP Sinclinal del Porvenir
- SN Sinclinal de Nunchía
- SD Sinclinal del Desespero
- FCh Falla de Chámeza
- FG Falla de Guaicaramo
- FT Falla de Tesalia
- FY Falla de Yopal
- FP Falla del Porvenir




























Stratigraphy			
Geologia_Piedemonte_Unal_25_08			
Cuaternario			
	abanico		
	terrazza		
	alluvium		
Paleozoico			
	Paleozoico		
	Chingaza		
	Quetame		
	Quetame2		
Mesozoico		Cenozoico	
	Guadalupe		Corneta
	Chipaque		Guayabo
	Une		Leon Shale
	Fomeque		Leon Sand
	Caqueza		C5-C1
	Las Juntas		C8-C6
	Macanal		Carbonera
	Guavio		Mirador
	Pajarito Intrusive		Cuervos
	Buenavista		Barco

Fig. 19 Secciones Estructurales y Leyenda explicativa. El trazo de cada sección se encuentra referenciado en la Fig 17.



7.3 Modelamiento estructural 3D del bloque colgante de la Falla de Guaicaramo Segmento Tauramena.

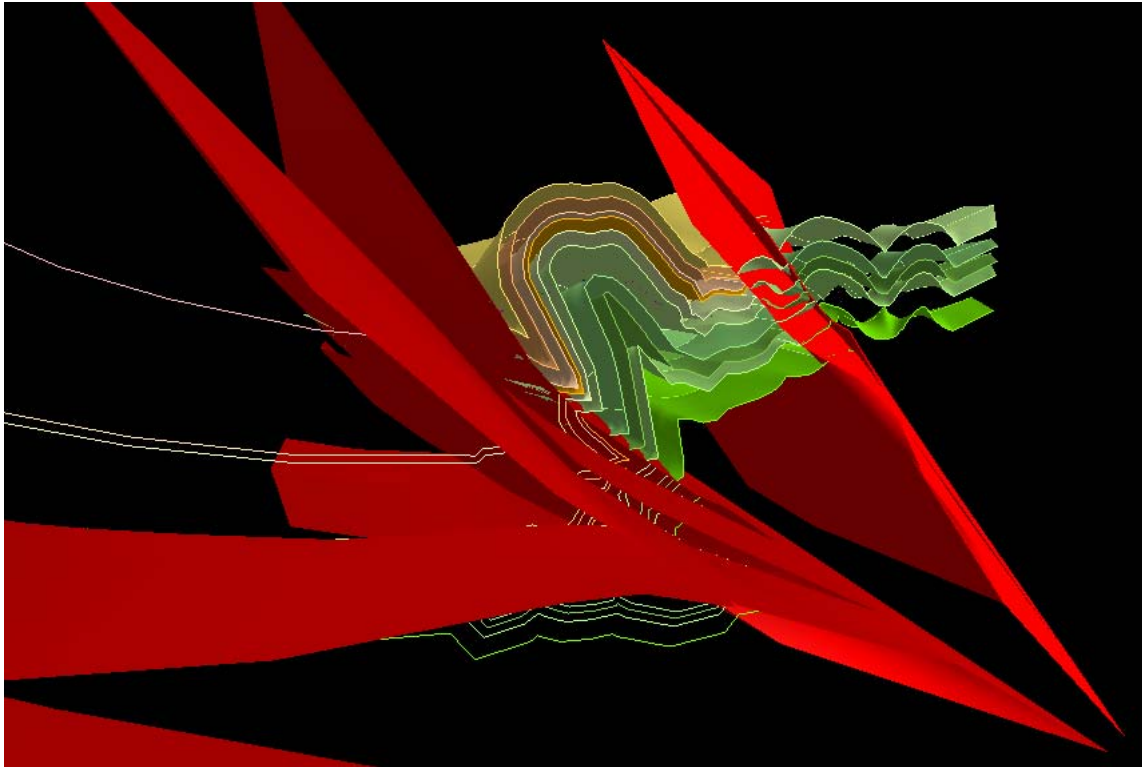


Fig. 20 Anticlinal de Silbadero y Sinclinal de Recetor limitados por sistemas de Fallas de Guaicaramo (Izquierda) y Chámeza (derecha) Vista en dirección SW Sección E-E'.

Se presenta un modelamiento estructural 3D del *Segmento Tauramena*, este modelo ilustra la variación marcada en el estilo estructural que ocurre a la altura de la Falla de Chámeza. Al E la falla de Guaicaramo, se desprenden fallas secundarias (splays) que se manifiestan por 3 escamas imbricadas que de sur a norte asumen un mayor ángulo de inclinación, formando horses (Fig 20). La comparación de los elementos estructurales presentes entre los segmentos Tauramena y Cusiana permite plantear las siguientes observaciones:

Al S la deformación es menor y se expresa en menores acortamientos. La *Falla de Chámeza* constituye el límite N del *Segmento Tauramena*, representa un relevo dextral que acomoda la Cordillera, causando una migración del frente de deformación en dirección E, este suceso implica la transferencia de desplazamiento a la Falla de Yopal, que enmarca el desarrollo de un Sinclinal compuesto de material molásico de edad terciaria.

El relevo dextral que limita los segmentos *Guavio-Tauramena* se manifiesta en el bloque colgante por una pérdida de relieve estructural del Anticlinal de Farallones y una amplificación del Anticlinal de Tierranegra al N (Fig. 22).

Estos pliegues de tipo Buckling de menor escala se limitan por sistemas de fallas a lo largo de los ejes de sinclinales, y flancos frontales de anticlinales invertidos contiguos a los sinclinales, e.g; *Sinclinal del Porvenir* (Kammer 2008) esta situación es continua en el *Segmento Tauramena* en dirección NW (Fig. 22 & 23).



El límite N del **Segmento Tauramena** se ve marcado por un incremento dramático en el acortamiento que se manifiesta en el desarrollo de pliegues tipo isoclinal semejantes a una geometría de tipo “Lift-off Folds” en el bloque colgante de la **Falla de Guaicaramo**.

Hacia el W las estructuras presentan un fuerte cabeceo y se encuentran truncadas por el trazo de la falla, en el bloque colgante se desarrollan pliegues amplios y abiertos evidenciando una pérdida de relieve estructural. Los sistemas de pliegues asumen un rumbo paralelo al trazo de la **Falla de Chámeza** (**Fig. 23**). Los pliegues que conforman el bloque colgante de la falla de Guaicaramo (S. Nazareth, A. Tierranegra, S. Recetor) se manifiestan como pliegues de doble inmersión, este hecho conduce a la idea de que estos pliegues responden a la reactivación de la de la Falla de Chámeza, comenzando una historia como pliegues por despegue causados por el avance de un backstop guiado por la Falla de Tesalia-Lengupa. (**Fig. 21, 22 & 23**).

El **Anticlinal de Silbadero** muestra una historia completamente diferente mantiene su cilindridad a lo largo del frente de deformación, se encuentra afectado en su flanco invertido por la **Falla de Guaicaramo**. (**Fig. 23 & 24**).

La **Falla de Chámeza** en la zona de flexión asume un desplazamiento inverso principalmente, e impide la propagación de los pliegues del **Segmento Tauramena** hacia el N, este cambio en el acortamiento genera una fuerte pérdida de relieve estructural en el bloque colgante de la falla, expresada en arreglos de pliegues amplios abiertos, exhibiendo a la Fm. Macanal. En el bloque yacente se compensa este acortamiento por un desarrollo de geometrías isoclinales (**Fig 25**).

La forma final de los pliegues en el frente de deformación asume una geometría isoclinal comúnmente observada en pliegues de levantamiento (lift-off folds). Las fallas previamente formadas ahora se encuentran rotadas a ángulos verticales o muy inclinados. Compresión continua resulta en adelgazamiento y “estrangulamiento” de la unidad dúctil, hasta el punto que una parte de la estructura se despega como un “bulbo” separado (**Fig. 21, 24 & 25**). Geometrías macroscópicas interpretadas de lift-off folds comúnmente muestran la conservación de espesores entre capas, esta observación ha llevado a la sugerencia de que los pliegues de tipo “Lift-off fold” se forman por un mecanismo auto-similar involucrando migración de charnela de los sinclinales (**Dahlstrom, 1990; Rowan et al., 2000**); sin embargo la geometría detallada de este tipo de pliegues es más compleja. De acuerdo al modelo propuesto por (**Mitra, 2003**), la unidad basal dúctil será la primera adelgazada bajo las charnelas de los sinclinales y engrosada bajo los anticlinales. En los estados tardíos de la deformación la reducción del área del sinclinal podría resultar en la unidad basal revirtiéndose a su espesor original. Al mismo tiempo la unidad se estira paralela al plano axial en el núcleo del anticlinal, de tal manera que la unidad basal exhiba una geometría pseudoparalela en su forma final



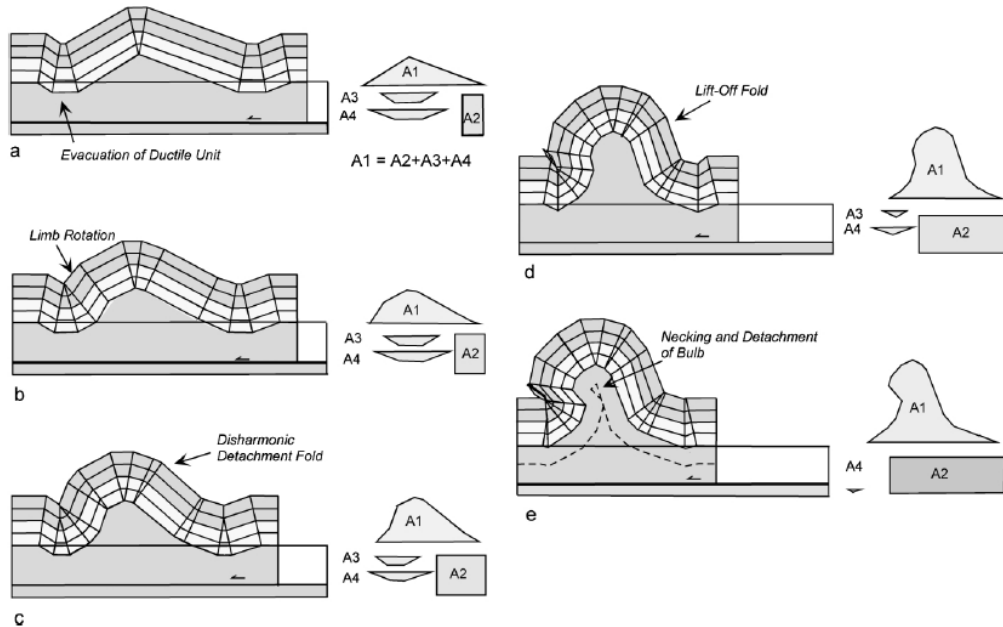


Fig. 21. Modelo para la evolución de un pliegue de despegue simétrico involucrando un contraste de competencia entre las unidades basal y superior. a) desarrollo inicial de un pliegue de despegue de baja amplitud. Balanceo por área requiere que el exceso de área (A2) es igual a la diferencia entre el área del anticlinal (A1) sobre el nivel regional, y las áreas sinclinales (A3 y A4) bajo el regional. b-d. Crecimiento de un pliegue desde un pliegue de despegue disharmónico a un pliegue por levantamiento (lift-off fold) por rotación de segmentos de flanco y migración de material desde el área sinclinal a los flancos del pliegue. La rotación de flancos podría inicialmente ocurrir sin ninguna deformación interna apreciable, y subsecuentemente por cizalla entre charnelas fijas. e) estado tardío de la deformación resulta en inversión y estrangulamiento (necking) de capas, y la formación de un bulbo separado. Tomado de (Mitra, 2003).



SUPERFICIES SECCIONES A-A' - E-E'

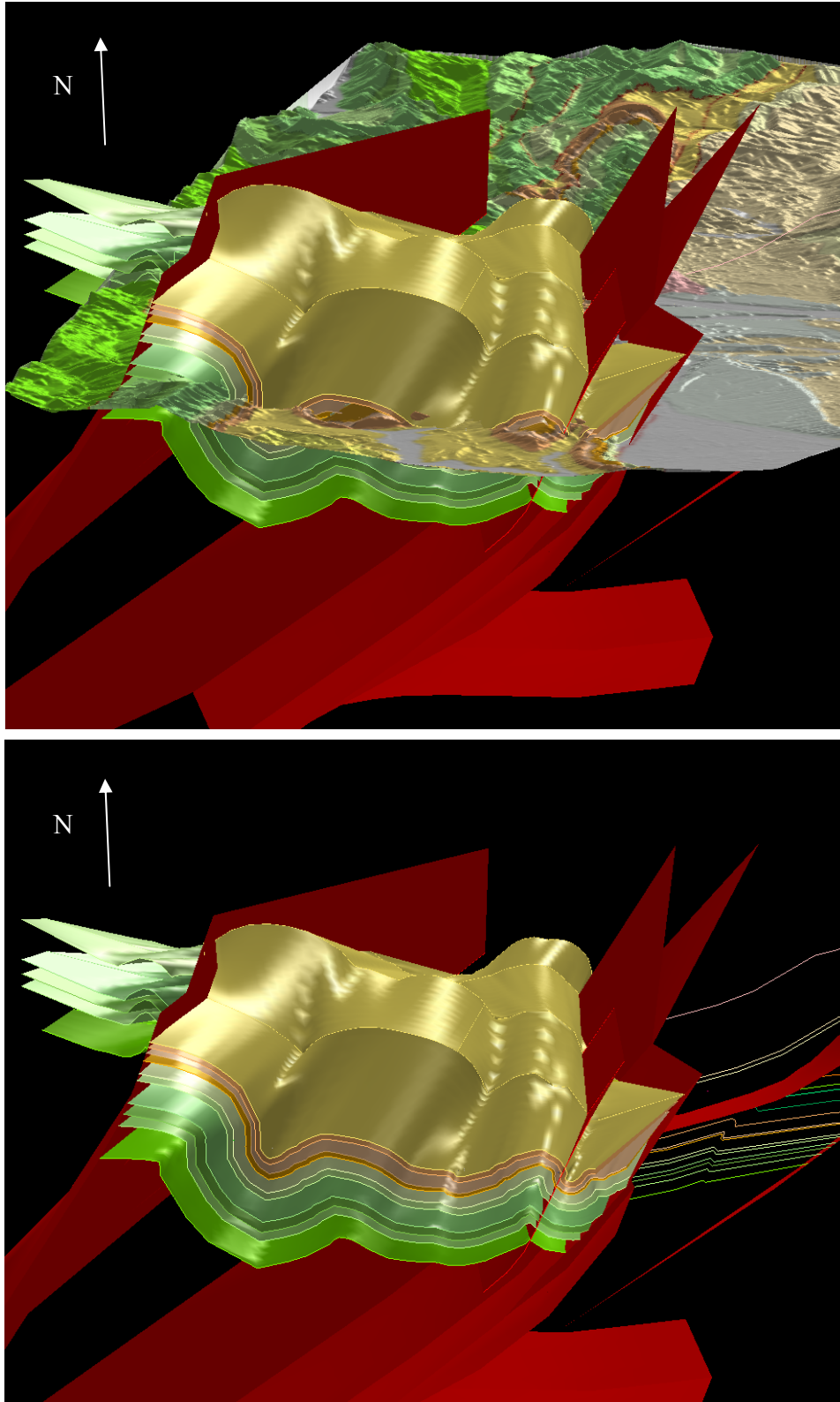


Fig. 22 Superficies Secciones A-A' - E-E'



SUPERFICIES SECCIONES B-B' - E-E'

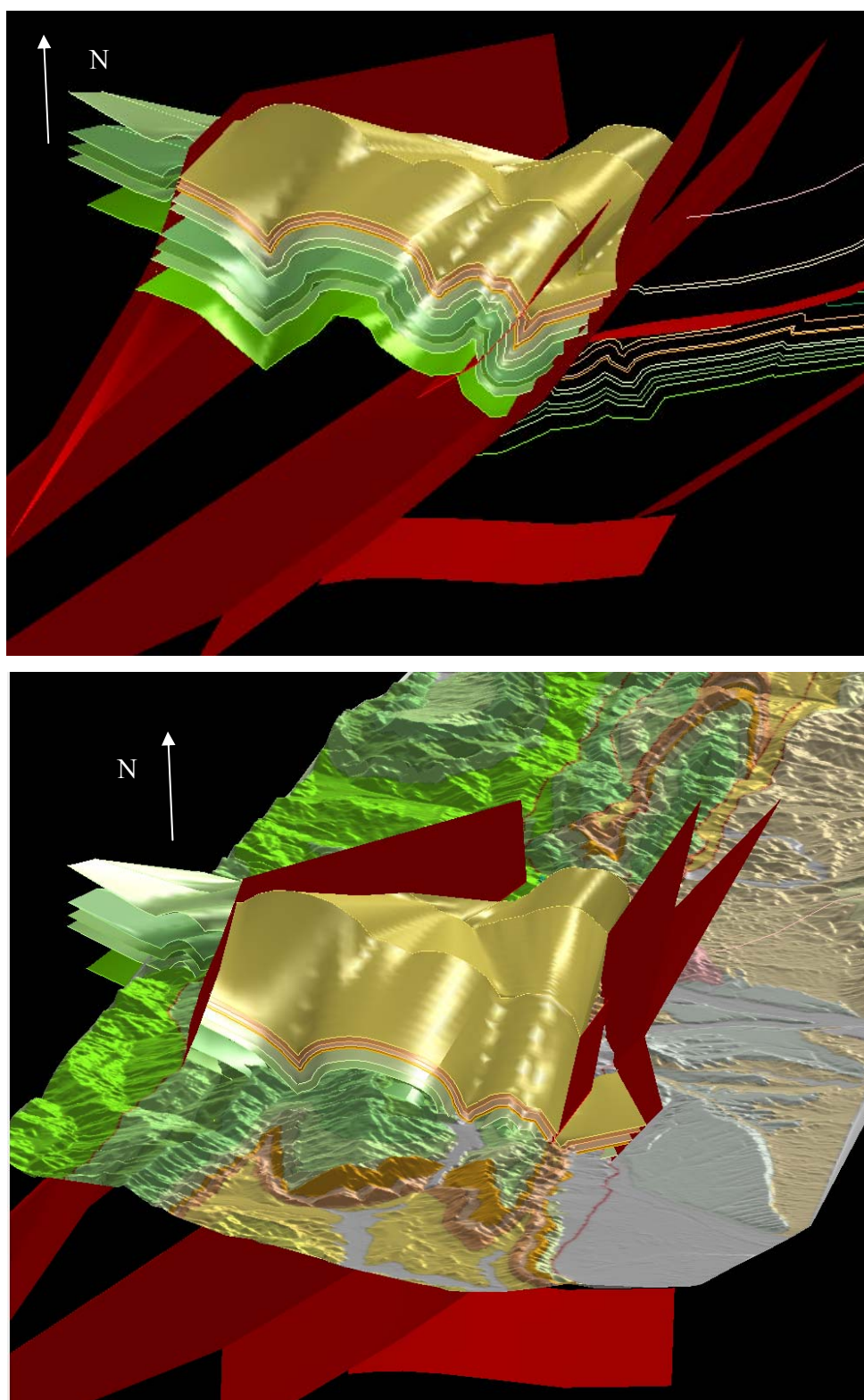


Fig. 23 Superficies Secciones B-B' - E-E



SUPERFICIES SECCIONES C-C' - E-E'

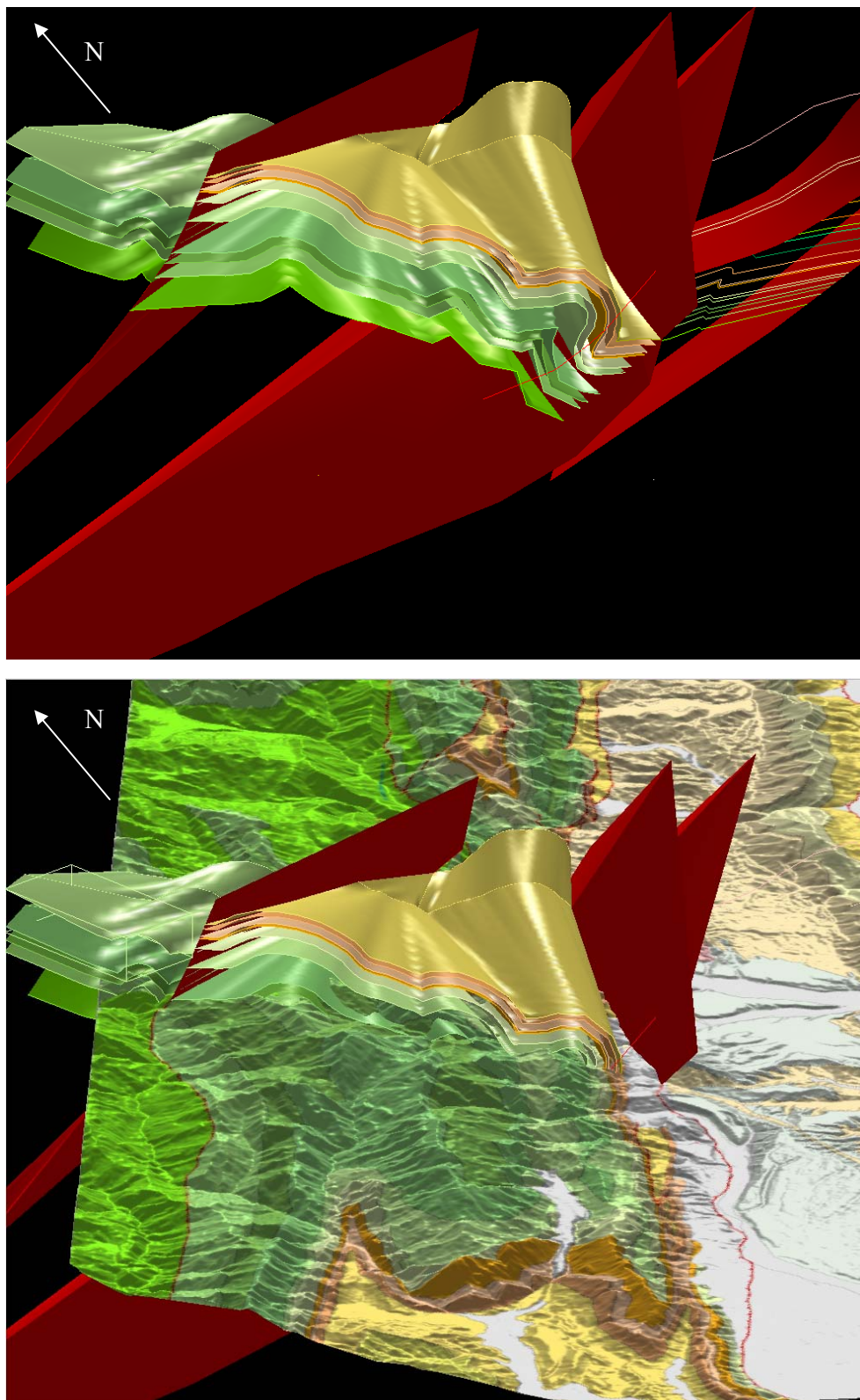


Fig. 24 Superficies Secciones C-C' - E-E'



Piraquive, A.

SUPERFICIES SECCIONES D-D' - E-E'

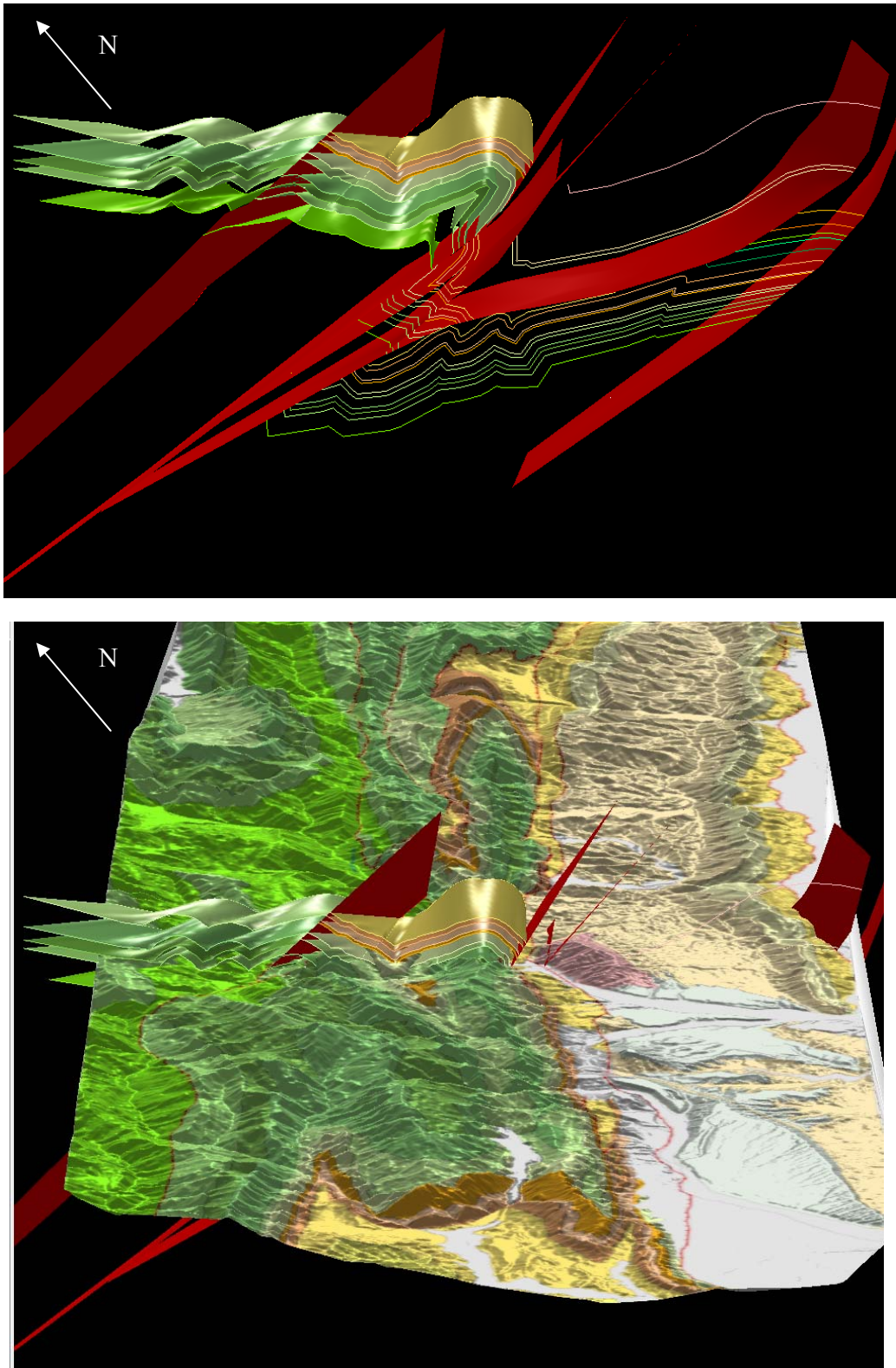


Fig. 25 Superficies Secciones D-D' - E-E'



8. ANALISIS DE DEFORMACIONES

La deformación en una zona de falla causa el desarrollo de fábricas y asociaciones minerales característicos los cuales reflejan condiciones de presión-temperatura, tipo de flujo, sentido de movimiento e historia de deformación en la zona de cizalla (**Passchier 1998**). De tal manera estas zonas son una fuente importante de información geológica. Las zonas de deformación de las fallas de Chámeza y Guaicaramo, expresan en superficie el desarrollo de estructuras cinemáticas típicas que registran los eventos de fallamiento. La ubicación de estas zonas se restringe a afloramientos particulares donde la zona altamente deformada no se encuentra cubierta por material erodado.

8.1 Estructuras cinemáticas de la Falla de Chámeza

La Falla de Chámeza aflora en superficie en la vía que conduce de Recetor a Pueblo Nuevo (**Fig. 32**), se manifiesta con variadas deformaciones que afectan a los niveles arenosos de la Fm Une, Es una estructura compleja pues pone en contacto niveles estratigráficos similares (Une - Alto de Cáqueza); es más notable cuando el contacto fallado es entre la Fm Macanal y las unidades arenosas mencionadas. Debido a la naturaleza blanda de la Fm. Macanal que compone en su mayoría el bloque colgante de la estructura en el contacto fallado con la Fm. Une no puede observarse en una zona de falla claramente definida, morfológicamente el desarrollo de una “silla” así como el truncamiento estratigráfico, y las polaridades bien documentadas de la Fm. Une corroboran la existencia de esta Falla.

8.1.1 Clivajes

La evaluación de clivajes en este capítulo hace énfasis en el bloque colgante de la falla de Chámeza, en los drenajes que cortan la estructura denominada Anticlinal de Paya, en la cual aflora la Formación Macanal. El clivaje observado principalmente, ocurre afectando a la Formación Macanal, En el bloque colgante la dirección del clivaje es paralela al trazo de la Falla de Chámeza, y a los ejes de los pliegues y el trazo de la Falla de Chámeza. Los datos de clivaje se separan en dos grupos: Sector Norte en la quebrada la Magavita en cercanías a Pajarito y sector Sur en el río Recetor, Quebrada Maracagua (**Fig. 26**) en cercanías a la población de Recetor. La compilación de estos datos indica una lineación NNE para el sector N y ENE para el sector S. si presumimos que el clivaje es perpendicular al eje Z del elipsoide de deformación finito, la tendencia de acortamiento concuerda en ambos sectores con la asimetría de los pliegues regionales que poseen flancos suaves inclinados al W y flancos fallados o invertidos hacia el E. En el sector E entre la quebrada Magavita y la quebrada Maracagua predomina una orientación N10E paralela al trazo de la falla, en contraste entre la quebrada Maracagua y el río Recetor donde la orientación de los clivajes es N60E dirección que en la zona es paralela al rumbo de la falla.

De los datos recopilados se observa que los clivajes se mantienen en ambas localidades



paralelos al trazo de la Falla de Chámeza, indicando una zona en la cual la deformación se transmite de manera uniforme.

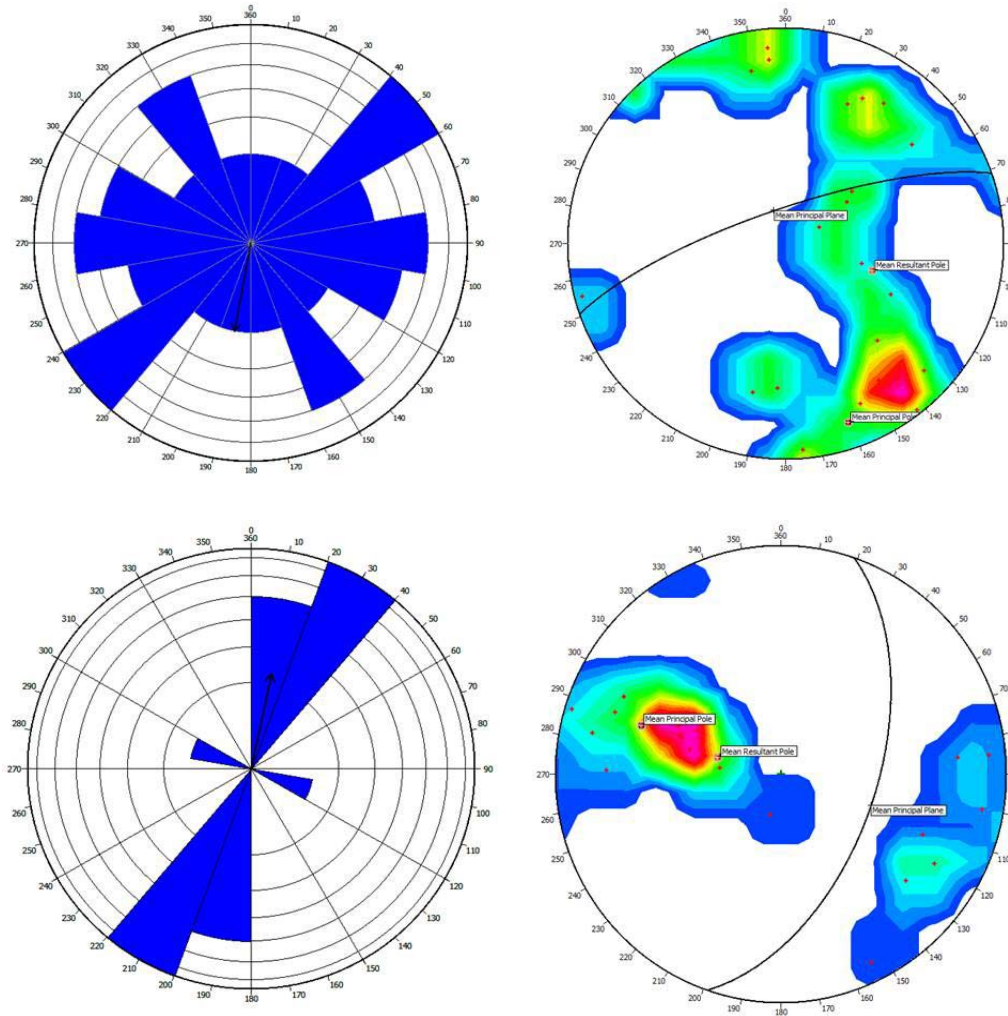


Fig. 26 Diagrama rosa y densidad de polos para los clivajes en el sector de la quebrada Magavita. Diagrama rosa y densidad de polos para el sector Río Recetor – Quebrada Maracagua.



8.1.2 Amonoideos como indicadores cinemáticos.

La colección de ejemplares de amonoideos, y la cuantificación de las deformaciones a través de la restauración de amonoideos deformados, permite en conjunto con la orientación del clivaje definir una dirección principal de los alargamientos/acortamientos en este bloque (**Figs. 26 & 27**)

Se retrodeformaron las amonitas aplastadas por medio del programa Japhy 1.1 (**Rocha. R**), y se obtuvieron las espirales deformadas, al aproximar las espirales a una elipse de deformación, se tomaron los parámetros de elipticidad. En el sector occidental, las direcciones de clivaje son paralelas al eje mayor de elongación de las amonitas, resultando en una elipticidad (R), correspondiente con una mayor deformación. Los valores de R oscilan entre $R=1.10$ y $R=1.35$, indicando un gradiente de deformación más o menos constante para el bloque colgante de la Falla de Chámeza, siendo el menor valor 1.16, presente en la Quebrada Maracagua, este valor de deformación corresponde a la zona donde ocurre el cambio de rumbo de la falla, esto puede atribuirse a que en la flexión, los esfuerzos principales tienen varias direcciones en sus componentes. En conclusión, los amonoideos deformados hallados funcionan como indicadores cinemáticos, cuyo eje mayor corresponde paralelamente al trazo de la Falla de Chámeza, evidenciando así una rotación del campo de esfuerzos local, que se observa de la misma forma en los clivajes colectados de la Formación Lutitas de Macanal (**Fig. 26**). Los sistemas de fracturas principales corresponden a un set en simetría con rumbo general de las estructuras (Dab-Dac) y un set oblicuo al rumbo de estas (Eab-Eac) estos últimos con direcciones N-S, E-W respectivamente. Estos sistemas se documentan en los pavimentos hallados en la zona. Dab, con un rumbo N25E conforma un sistema ortogonal con Dac, que aunque no fue documentado en los pavimentos, se encuentra extensamente desarrollado en el área, en muchos casos presentando desarrollos de venas de calcita y ankerita. La orientación Eab se encuentra bien desarrollada y presenta venas perpendiculares a los clivajes (**Fig. 27**), cuya apertura, es decir σ_3 , es directamente perpendicular a las direcciones compresivas que deforman los fósiles (**Fig. 28**)



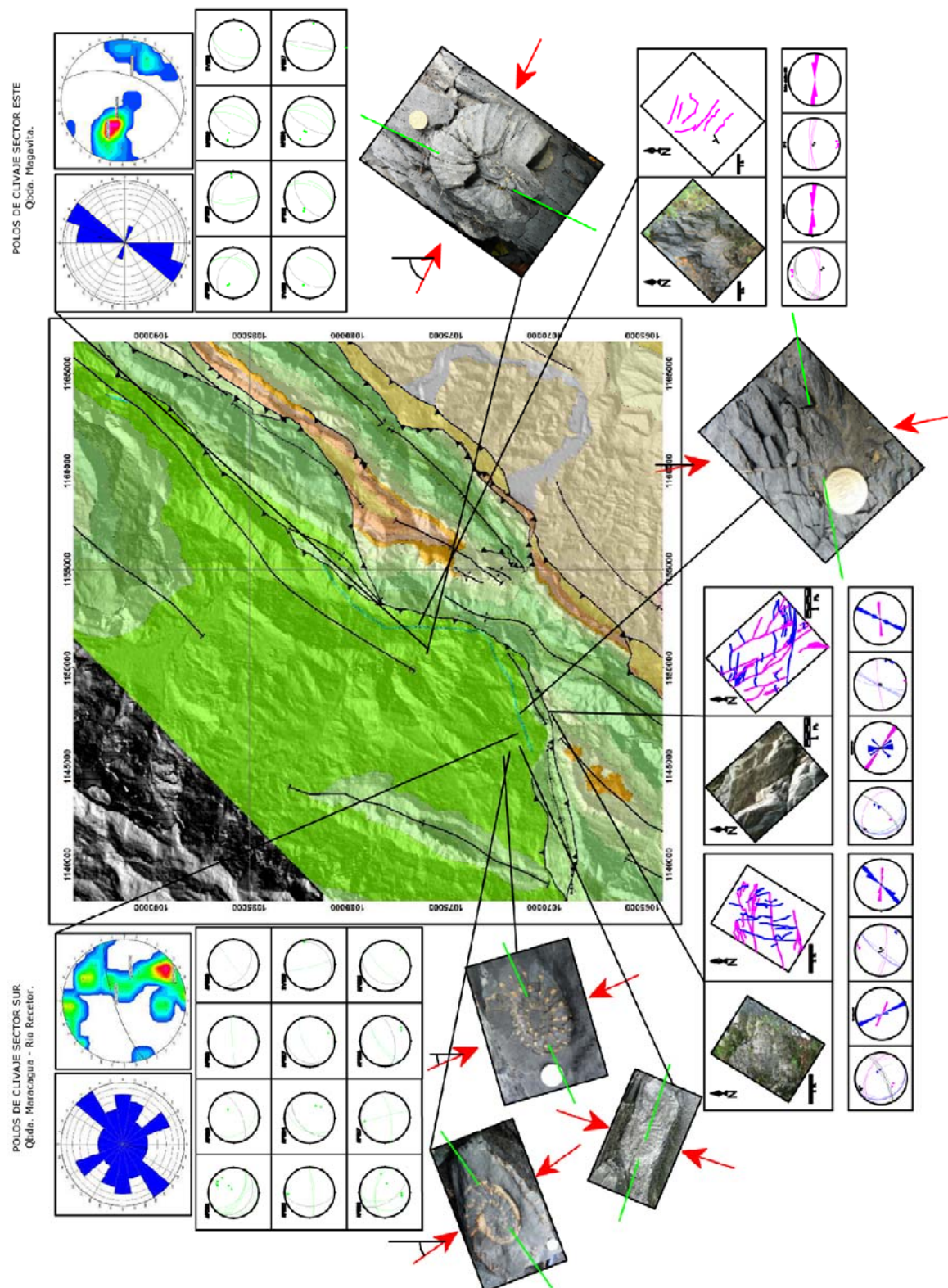


Fig. 27 Mapa de estereogramas, clivajes y fracturas y amonoides deformados con las direcciones compresivas obtenidas de un análisis de deformación en estos ejemplares. Las flechas rojas indican la dirección de σ_1 , y la línea verde indica la dirección del clivaje. Ver Fig 15 detalle de las estructuras.





Fig. 28 a) detalle amonoideo deformado, mostrando direcciones compresivas máximas y su relación con la deformación penetrativa presente S_1 representa la lineación de clivaje. b) clusters de venas desarrollados en la Formación Macanal y su asociación con deformación penetrativa en base a los indicadores cinemáticos. Las flechas rojas indican la dirección de σ_1 , y la línea verde indica la dirección del clivaje



8.1.3 Micropliegues y venas

Es notable la presencia de venas rectas y plegadas en la Formación Lutitas de Macanal rellenas de calcita fibrosa, sílice y aporte de bitumen. Las venas plegadas, presentan micropliegues irregulares, generalmente cerrados, disharmónicos, que se pueden clasificar en su mayoría como asociación de pliegues de clase 1B (Pliegue Ptigmatico) a 1C (**Fig 29**) según (**Ramsay & Huber 1988**).

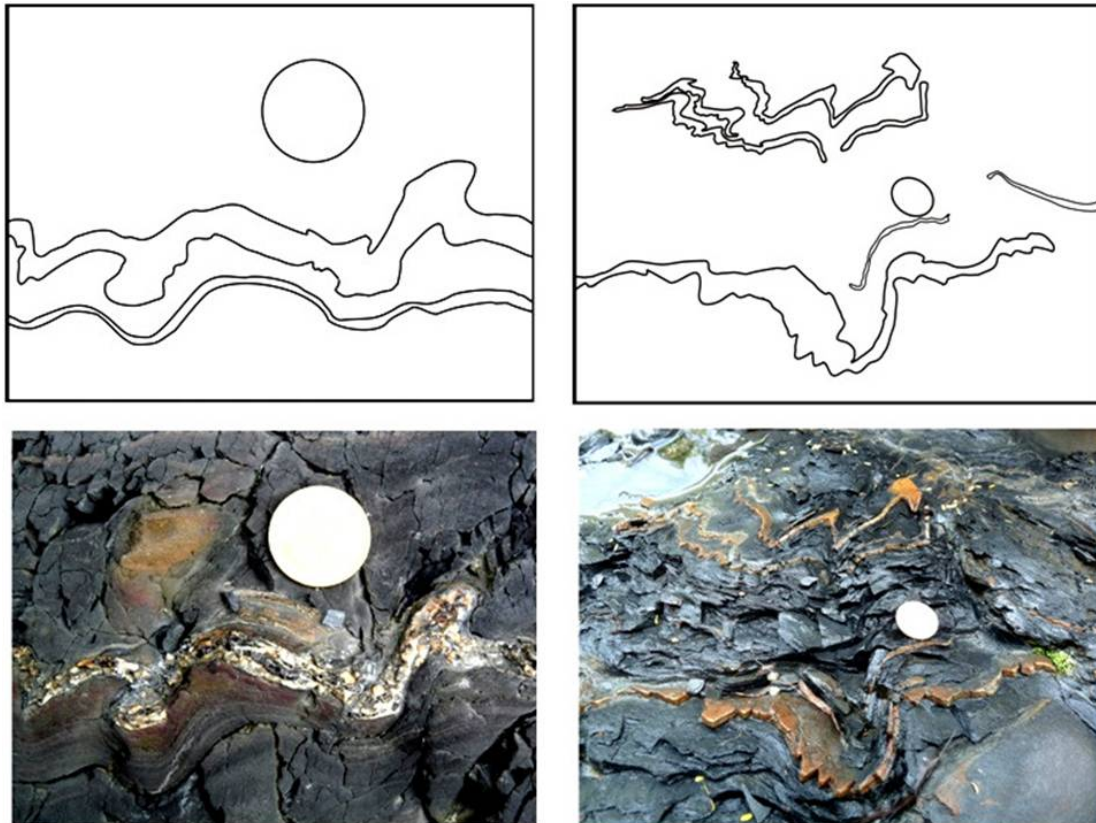


Fig. 29 (Derecha) Venas por tensión de calcita, cuarzo y pirita, con desarrollo de micropliegues. **(Izquierda)** Lutitas negras perteneciente a la Formación Macanal (Kim) con lentes milimétricos de arenas muy finas, textura flasser, fracturas diagenéticas (en pluma) y venas en dirección 219/8

Los clivajes evidencian un considerable aplanamiento por una anisotropía paralela a la estratificación la cual se formo principalmente a través de compactación que generó una disolución por presión, en consecuencia de esto se tienen estructuras asociadas características como venas y estilolitos. La formación Macanal es la unidad característica en la que se desarrollan estos pliegues disharmónicos, la existencia de una deformación de esta intensidad hace que para esta unidad exista una variación importante en el cálculo de acortamientos mediante el balanceo de líneas pues sin duda el principio básico de conservación de longitudes no se cumple a cabalidad en esta situación estructural (**Dahlstrom 1969**).

La Formación Macanal es una unidad dúctil que acomoda las deformaciones por debajo de una secuencia predominantemente competente incrementando su espesor; las altas presiones que afectan este piso estructural en consecuencia permiten la removilización de



sílice, carbonatos y bitumen que recrystalizan en venas paralelas y oblicuas a la estratificación, estas venas en conjunto contribuyen al desarrollo de horizontes friccionales mínimos (venas paralelas a S0) (**Fig. 30**) los cuales actuarían como zonas de despegues, en este contexto la unidad fácilmente serviría como un despegue regional para el desarrollo de sistemas de fallas y pliegues en la región.

Esta idea está sujeta a discusión ya que la estratigrafía de las unidades Paleozoicas en esta región se encuentra poco definida y unidades dúctiles a mayor profundidad, posiblemente presentan este tipo de características con un desarrollo del tectonismo aún más marcado.

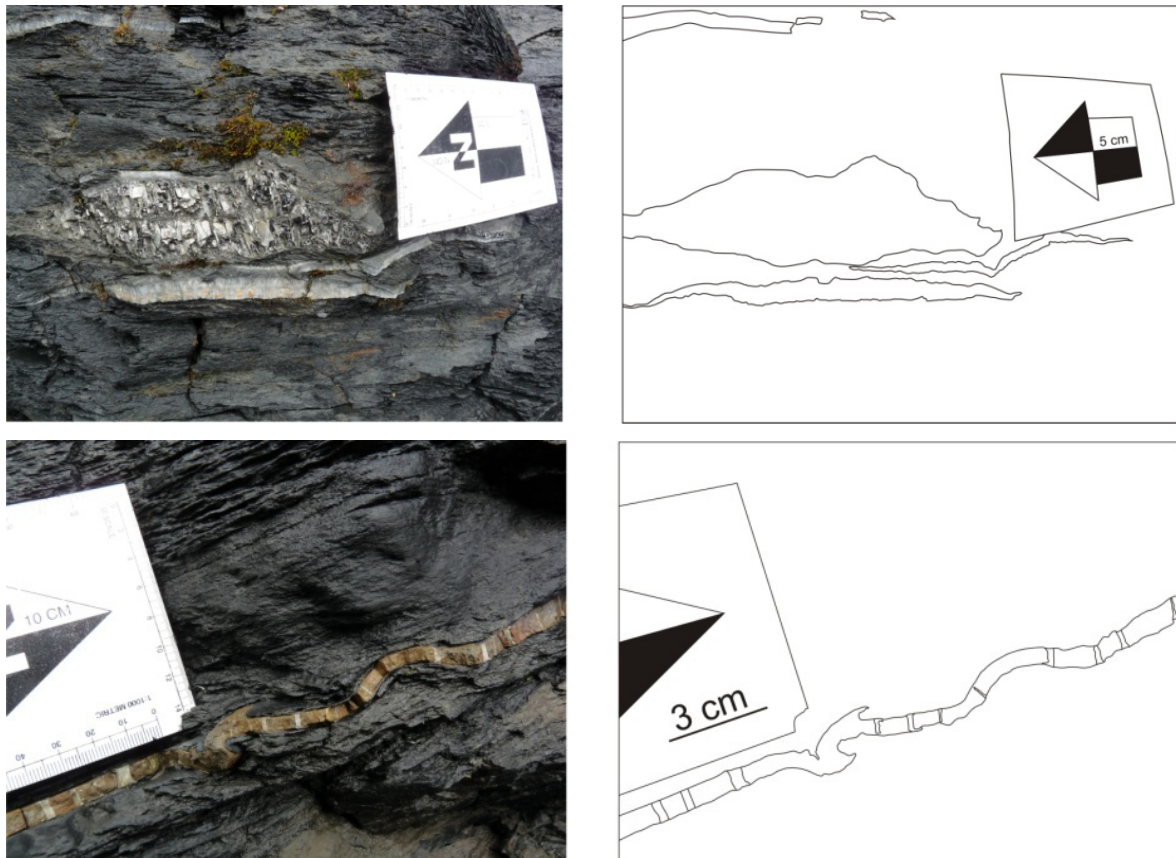


Fig. 30 Detalle de venas de Calcita paralelas a S0, en algunos casos de gran espesor, con contenido bituminosos, segmentos de la unidad manifiestan este desarrollo de venas ampliamente, siendo zonas de una resistencia friccional mínima.

8.1.4 Estructuras de Falla.

En el sector de la Falla de Chámeza es común encontrar estructuras cinemáticas en las intercalaciones arenosas de la Formación Une en el bloque yacente generando estructuras de flujo y boudinage, donde estas unidades más competentes se adelgazan localmente, lo que demuestra que la deformación producida por la falla de Chámeza es de carácter dúctil en la Formación Une. Perpendicular al trazo de la falla se presentan fallas “satélite” de



componente normal en arreglos de tipo dominó y de no más de 5m de desplazamiento, estas fallas se extienden hasta 1Km en el bloque yacente de la falla de Chámeza. Presencia de milonitas en una matriz con componentes, y bandas de deformación evidencian una importante influencia de una alta presión de fluidos para el desarrollo de estas estructuras, el material dúctil rellena zonas triangulares, es común observar que la deformación se concentra principalmente en el bloque superior en fallas transpresivas con componente normal. Las fracturas son principalmente de cizalla y se asocian a bandas riedel, y planos sobrepuestos (**Fig 31 & 33, 34**).

Se registran “zonas de cizalla dúctil” de baja temperatura registrando temperaturas máximas entre 200-250 °C dada la fluidización de la sílice y carbonatos asociados (**Passchier 1998**). La “Cizalla dúctil” se acomoda por una alta presión de fluidos que conduce a un fracturamiento hidráulico reduciendo la resistencia de procesos intracristalinos (cataclasis), en donde la deformación dúctil se acomoda mediante una milonitización. Las figuras a continuación ilustran la presencia de este tipo de estructuras en la Falla de Chámeza.

Las deformaciones más características se observaron en las zonas de cizalla que involucran a la Fm alto de Cáqueza y Une. Su naturaleza más competente permite observar con mayor claridad el desarrollo de esta zona de falla (**Fig 32**). Material dúctil migra a la zona límite rellorando espacios en forma de zonas triangulares, bandas de deformación bituminosas afectan ambas sucesiones sedimentarias conformando estructuras de flujo, el desarrollo de una zona de gouge marca el límite fallado, adyacente a este las zonas fuertemente cizalladas y fracturadas se desarrollan en un patrón donde los sistemas de fracturas principales convergen al trazo principal. En localidades al NW de pajarito es posible observar la falla y su zona de deformación a la altura del Rio Charte y Qbda Macanal (**Fig. 33**), el desplazamiento vertical es considerablemente menor, sin embargo la Fm. Alto de Cáqueza se trunca hacia el N, el trazo de la Falla de Chámeza, se presume en algunos sectores intermitente, y el desplazamiento vertical no es muy evidente, un carácter transpresivo podría ser interpretado, aunque el desplazamiento lateral es desconocido



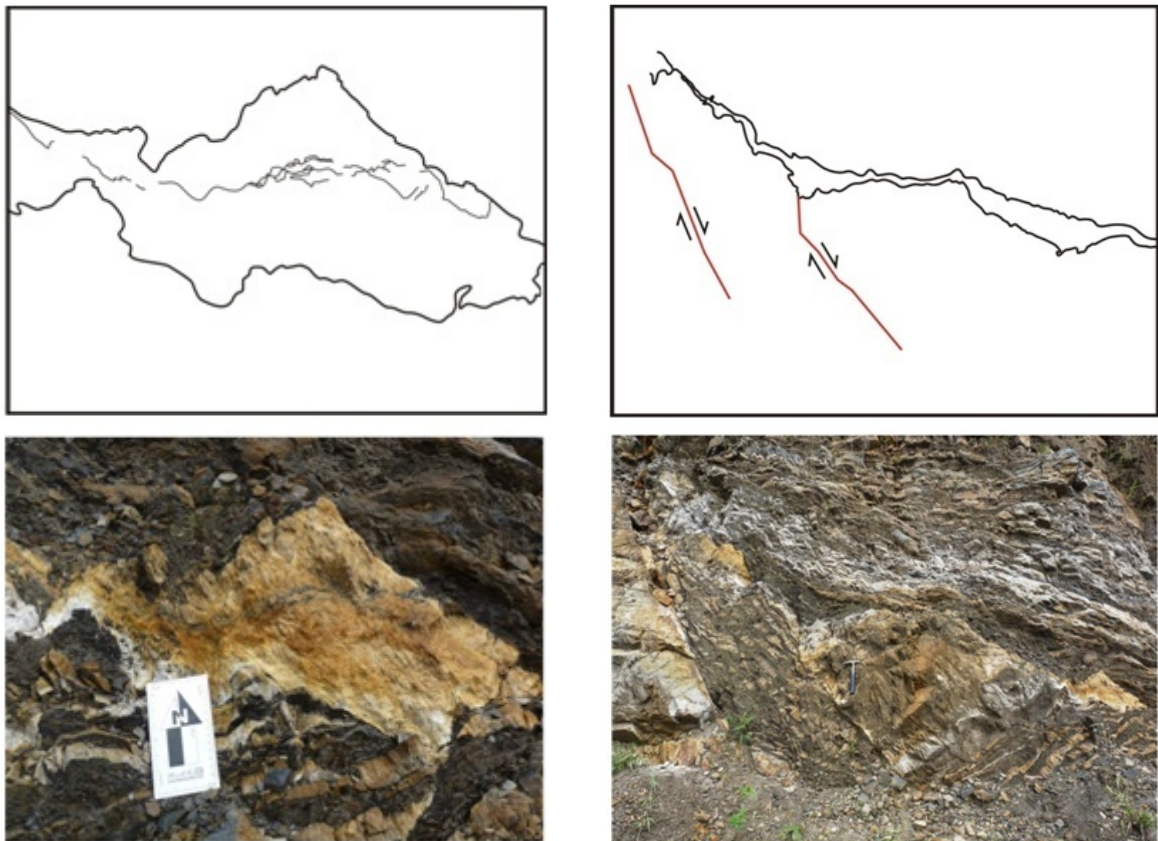


Fig. 31 Estructuras de flujo asociadas a la Falla de Chámeza, presentan arreglos en domino, boudinage y un componente de desplazamiento normal.



Fig. 32 Falla de Chámeza, pone en contacto la Formación Alto de Cáqueza con la Formación Une. Vía Recetor.



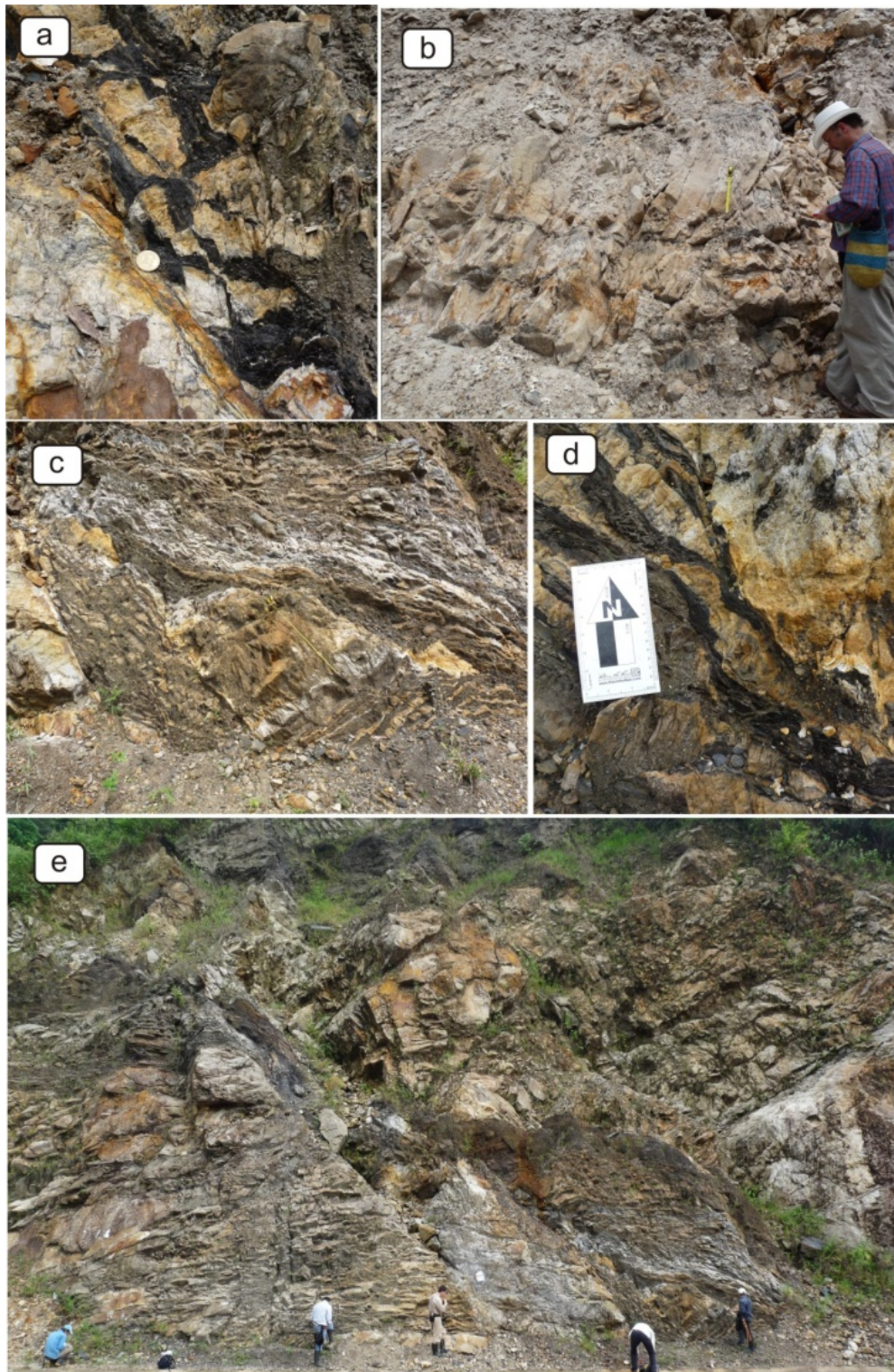


Fig. 33 Deformaciones asociadas a la Falla de Chámeza. a) Estructuras de flujo de material bituminoso en capas duras. b) fracturas de cizalla, bandas riedel. c) Estructura de flujo con arreglos de fallas normales y boudinage. d) Flujos de material bituminoso interdigitados con rocas más competentes. e) esquema general del afloramiento de la zona de cizalla. Falla de Chámeza vía Recetor-Pueblo Nuevo



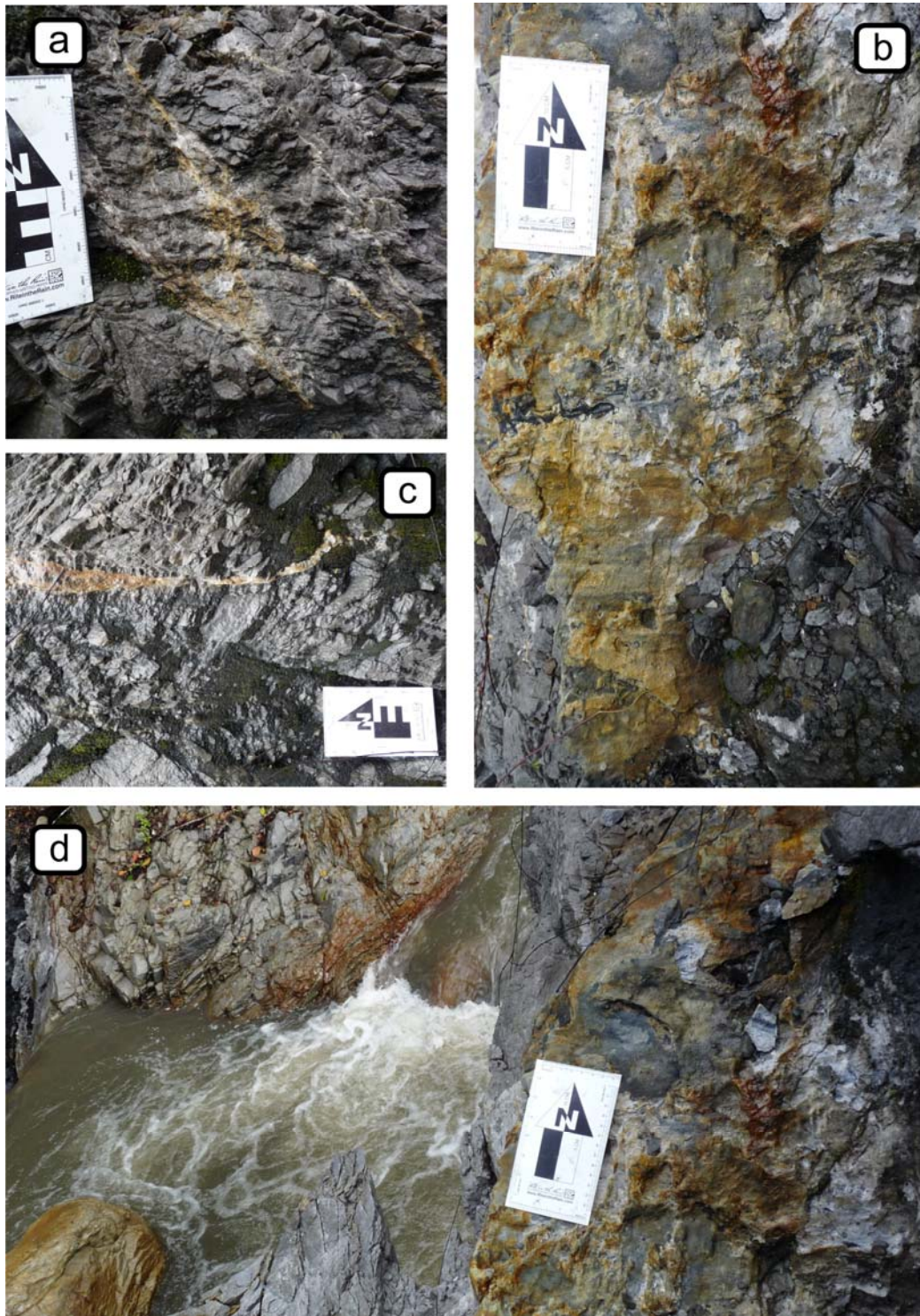


Fig. 34 Deformaciones asociadas a la Falla de Chámeza. a) bandas de deformación sigmoidales. b) planos estriados evidencian fallas de cabalgamiento. d) zonas de bandas de cizalla reacomodan el material triturado en bandas riedel. e) zona de deformación de cizalla. Rio Charte vereda Sabanalarga.



8.2 Estructuras cinemáticas de la Falla de Guaicaramo

En el frente de deformación la Falla de Guaicaramo presenta una expresión superficial notable a la altura del Río Unete en cercanías a la vía que conduce a Aguazul, aquí la Formación Une en posición invertida típicamente compuesta por cuarzoarenitas glauconíticas cabalga al intervalo C8 compuesto por lodolitas verdosas y grises, y presencia de mantos de carbón. Asociado a esta zona se desarrollan estructuras típicas de una zona de cizalla dúctil fuertemente deformada, elementos comunes con la Falla de Chámeza, son: bandas de deformación, estructuras de boudinage, “Riedel shear”, zonas de milonitas, movilización de hidrocarburos (**Fig. 36**) y desarrollo de planos estriados, en su mayoría planos antitéticos al trazo principal, con estrías ligeramente oblicuas a los planos. El análisis de estos indicadores cinemáticos evidencia un esfuerzo compresivo es perpendicular rumbo de la Falla de Guaicaramo (**Fig. 35**). Los datos de planos y dirección de estrías, excluyen una contracción oblicua,

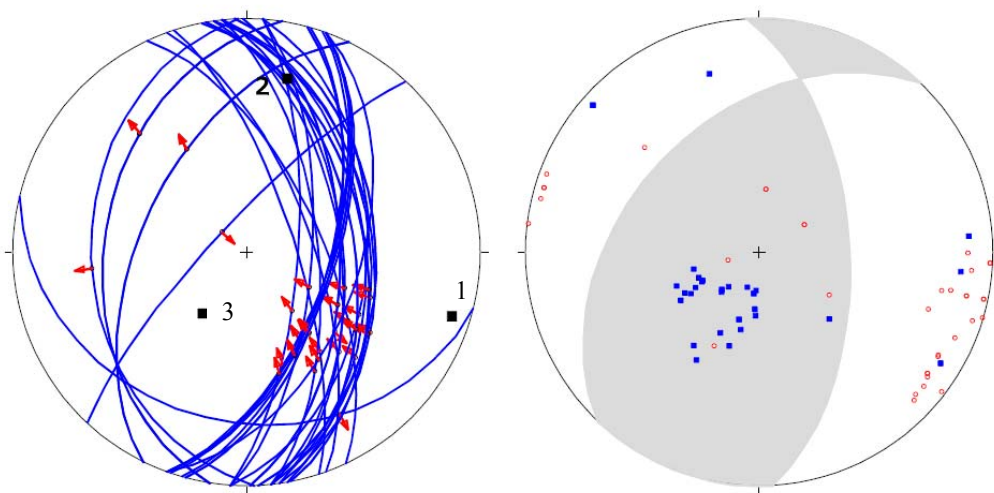


Fig. 35 Diagrama de planos estriados en la Falla de Guaicaramo. Río Unete



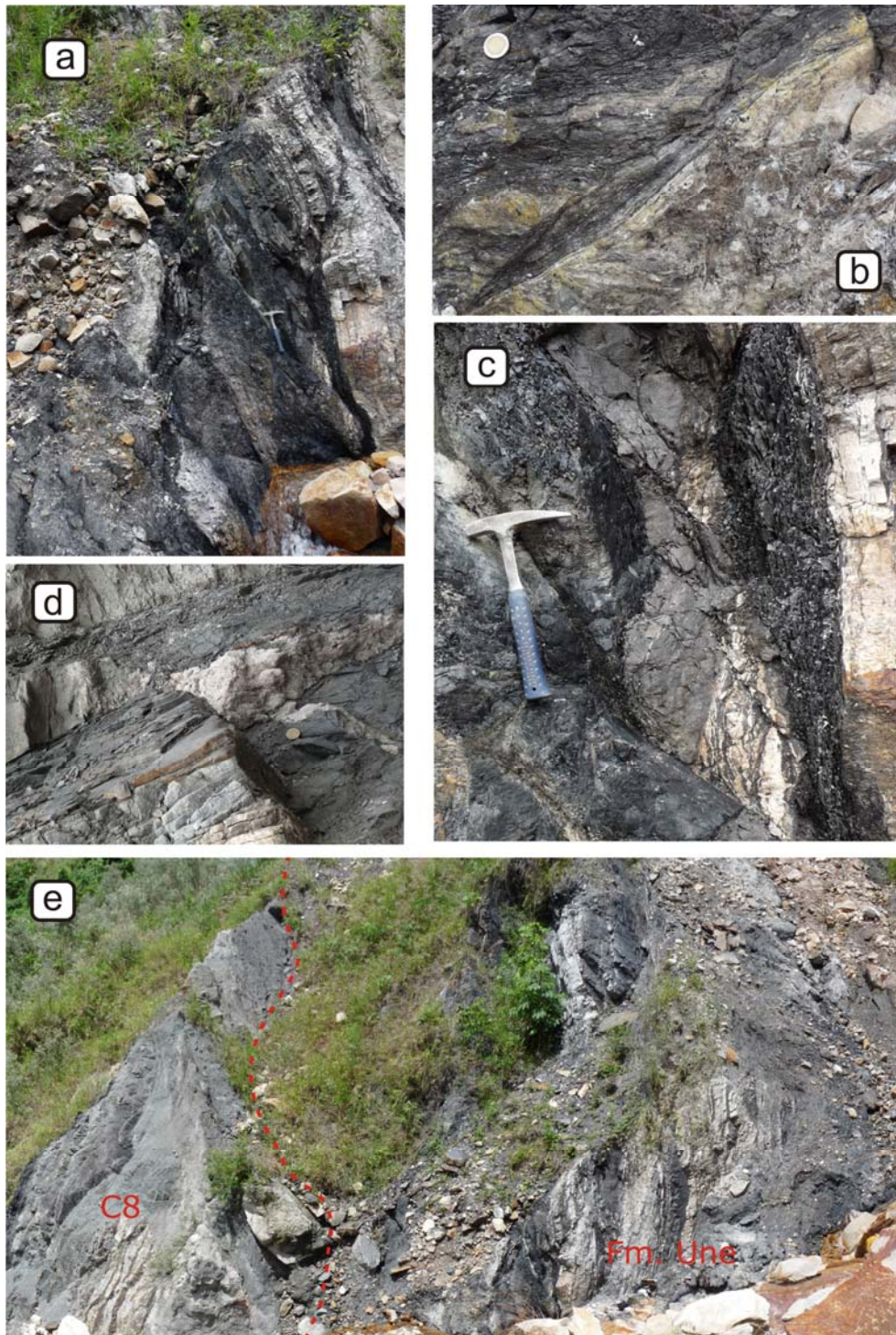


Fig. 36 Deformaciones asociadas a la Falla de Guaicaramo. a) Zona triangular de capas verticalizadas de la Fm. Une con migración de material bituminoso, alargamiento del flanco produce fallas normales. b) Zona de deformación foliada (protomilonitas?) asociadas a la zona de falla con desarrollo de estructuras de flujo. c) Zona de deformación fuertemente cizallada, detalle de la zona triangular d) Boudinage en capas de limolitas intercaladas con lodolitas verdosas del intervalo C8. e) Falla de Guaicaramo Fm Une cabalga al intervalo C8, esquema general del afloramiento, Qbda Miriqueña, Afluente del Río Unete.



9. DISCUSIÓN

9.1 Reactivación Cenozoica de Estructuras tempranas Cretácicas de Rift asociadas con la Falla de Chámeza, procesos corticales, inferencias sedimentológicas e implicaciones regionales.

La falla de Chámeza, representa una estructura normal heredada del Cretáceo que sufre una reactivación Cenozoica, en donde dos dominios, uno de “Thick Skin”, en la parte central del piedemonte (**Cooper 1995, Dengo & Covey 1993, Mora 2006**), y otro de “Thin Skin” en la región frontal del piedemonte (**Martínez 2005, Cazier 1995**) interactúan definiendo el desarrollo de una cadena montañosa plegada, cuya evolución se encuentra controlada por una paleotopografía de fallas normales en-echelon con relevos dextrales, en los cuales una transtensión dextral (**Jaillard 1990**), posibilita el emplazamiento de Gabbros Hornblendicos con una signatura primitiva del manto a través de una discontinuidad profunda, en las fases más intensas del Rift andino (**Vásquez, 2007**). La posterior inversión de la cuenca, exhuma estas rocas e imprime clivajes penetrativos en la roca huésped (Macanal), los cuales son paralelos a la Falla de Chámeza. Como consecuencia de una paleotopografía en la cuenca la base de la secuencia post-rift se encuentra estructuralmente más alta en el bloque colgante ya que involucra una sucesión más gruesa de depósitos sin-rift. El espesor de esta sucesión en el bloque colgante de la Falla de Chámeza alcanza los 1200m, mientras que en su bloque yacente es de alrededor 700m (Tabla 4), esta diferencia sugiere una paleotopografía que controla procesos de sedimentación durante el Cretáceo inferior este control es claro y se documenta por cambios faciales observados en los depósitos sin-rift (**Fig 37 y Fig 38**), que evidencian una somerización de la cuenca en dirección E. Así mismo la geometría de la falla extensional, sugiere que el basamento se encontraba involucrado durante el episodio distensivo; datos gravimétricos (**Dengo & Covey 1993**), apoyan esta hipótesis.

Tres superficies pre-plegamiento fueron construidas en la secuencia sin-rift, (base de la Fm. Macanal, base de la Fm. Alto de Cáqueza, base de la Fm. Fómeque). En adición fueron modelados dos sistemas de fallas de cabalgamiento compartimentalizando el bloque (Falla de Guaicaramo y sus escamas frontales, Falla de Chámeza y su continuidad con el trazo de la Falla de Tesalia).

Las fallas sin-rift son difíciles de reconocer en este frente de deformación, posiblemente se encuentran asociadas a los cambios de espesor más abruptos, calculados tanto en la construcción de secciones y superficies denominadas sin-rift, así como en las secciones de campo, también otra evidencia observada consiste en cambios faciales rápidos atribuidos a una paleotopografía de fallas normales, coherente con los modelos de **Cooper 1993, Mora 2006**, quienes interpretan para este intervalo de tiempo una subsidencia de bloques diferencial asociada a un episodio transcontinental de rift, (**Jaillard 1990**).

Las superficies pre-plegamiento de la secuencia post-rift, (a partir de la base de Fm. Une, hasta la base de la Fm. Carbonera), manifiestan espesores menos variables, de forma coherente con una estabilización de la subsidencia tectónica en el Albiano inferior (**Sarmiento 2001**).

Esta reconstrucción 3D revela un plegamiento asimétrico, con variaciones geométricas a lo largo del rumbo de las estructuras. Las más destacables, son los cambios en el eje de cabeceo, y amplitud de las estructuras, que coinciden mayormente con la ubicación del



relevo dextral de la Falla de Chámeza que limita los segmentos Tauramena y Cusiana, es en este punto donde el cabeceo de los pliegues occidentales presenta un fuerte incremento que resulta en la desaparición de la expresión superficial de los mismos en dirección N (exceptuando el Anticlinal de Silbadero), así mismo poniendo en contacto la Fm Macanal con la Fm Guadalupe.

La falla de Chámeza representa una superficie de alto ángulo, posiblemente enraizada en el basamento, que interconecta los segmentos de Tauramena y Cusiana, al S asociándose a la Falla de Tesalia y continuando hacia el N con la Falla de los Yopos, presentando un buzamiento constante a lo largo de su rumbo, su orientación anómala al frente de deformación, interrumpe la continuidad de los pliegues del Segmento Tauramena y exhuma un relieve estructural más profundo (Kinf) el cual comúnmente muestra indicadores cinemáticos cuyas direcciones de acortamiento son paralelas al rumbo de esta estructura.

En el bloque colgante de la Falla de Chámeza se obtienen, por medio de los amonoideos deformados, direcciones de compresión de 145°, 156°, para el río Recetor, en la Quebrada Maracagua: 169° y en el sector oriental, en la Quebrada Magavita: 116°, lo que evidencia una rotación en el campo de esfuerzos local de aproximadamente 55°, lo que muestra una relación paralela con la deformación penetrativa.

La configuración estructural podría resumirse en una combinación de los modelos cinemáticos de plegamiento. Definida por la presencia de estructuras que se comportan como pliegues de despegue asimétricos y simétricos afectados por fallas “break thrust” (Mitra et al, 2002b). El modelamiento estructural 3D utiliza estas geometrías como base para la construcción de los pliegues que conforman el frente de deformación, aunque adicionalmente se incorporan otros conceptos en la construcción como el cambio de espesores por acuñamiento tectónico y estratigráfico, estas variables no son contempladas en los modelos de (Mitra 2002b), en este caso, el modelo cinemático correspondería a la Fig. 20, donde tenemos el desarrollo de un pliegue de flanco invertido que luego sufre una rotación de su flanco frontal y el posterior desarrollo de fallas de cabalgamiento que atraviesan el flanco frontal invertido y en algunos casos el eje axial de los sinclinales frontales (Fig 38), presentando las fallas terminaciones en zonas de deformación, este tipo de zonas se observaron en las Fallas de Guaicaramo y Chámeza.

El frente de deformación limitado por la Falla de Guaicaramo evidencia un comportamiento compresivo esencialmente, donde los datos estructurales de planos estriados excluyen una contracción oblicua. En contraste los indicadores cinemáticos de la Falla de Chámeza si manifiestan un comportamiento compresivo paralelo al trazo (elongaciones de amonoideos, venas, y clivajes), pero además afectados por una contracción oblicua evidenciada por la presencia de fallas normales locales y planos de rumbo paralelos también al trazo principal de la estructura. En ambos casos, las zonas de falla asociadas muestran una deformación que se expresa principalmente tanto en la falla de Chámeza, como en la Falla de Guaicaramo, en flujos miloníticos y boudinage, la cataclasis es incipiente o está ausente.

En el modelo “break-thrust” la deformación es transmitida por pliegues y la rotación de flancos durante el crecimiento de los mismos culmina en una ruptura en los estadios tardíos de plegamiento. Las deformaciones dúctiles observadas en las zonas de fallas son acordes con un alargamiento continuo de las capas. Esta situación estructural requiere de un gradiente de temperatura que permita a los materiales conservar su cohesión. Datos de termocronología (Mora 2009), describen 2 escenarios en donde En el primero, un plegamiento precedió la exhumación y dejó diferentes niveles estratigráficos a una misma profundidad. El segundo es una erosión muy profunda sobre un periodo de tiempo muy



corto y coetáneo sobre la deformación en varias estructuras, las deformaciones observadas apoyan fuertemente el primer escenario donde la deformación por plegamiento ocurre a profundidad suficiente para que los materiales se comporten de forma dúctil, en un estado previo a una exhumación tardía si por otro lado la exhumación hubiese sido sincrónica con el plegamiento y fallamiento, entonces las zonas de falla evidenciarían cataclasis, y no milonitización.

Así mismo los datos definen una situación donde los pliegues no son sincrónicos en cuyo caso los pliegues más jóvenes se encontrarían hacia el frente de deformación.

Durante la orogenia andina, la contracción de los bloques de basamento resulta en una exhumación que se movió del centro del orógeno hacia el borde oriental (Mora 2009). En consecuencia se observa en una reactivación de la Falla de Chámeza como falla inversa y la generación de pliegues paralelos contra límites estructurales predefinidos. La diferencia en el estilo de reactivación se atribuye a la orientación de las anisotropías preexistentes y a la dirección del campo de esfuerzos regional.

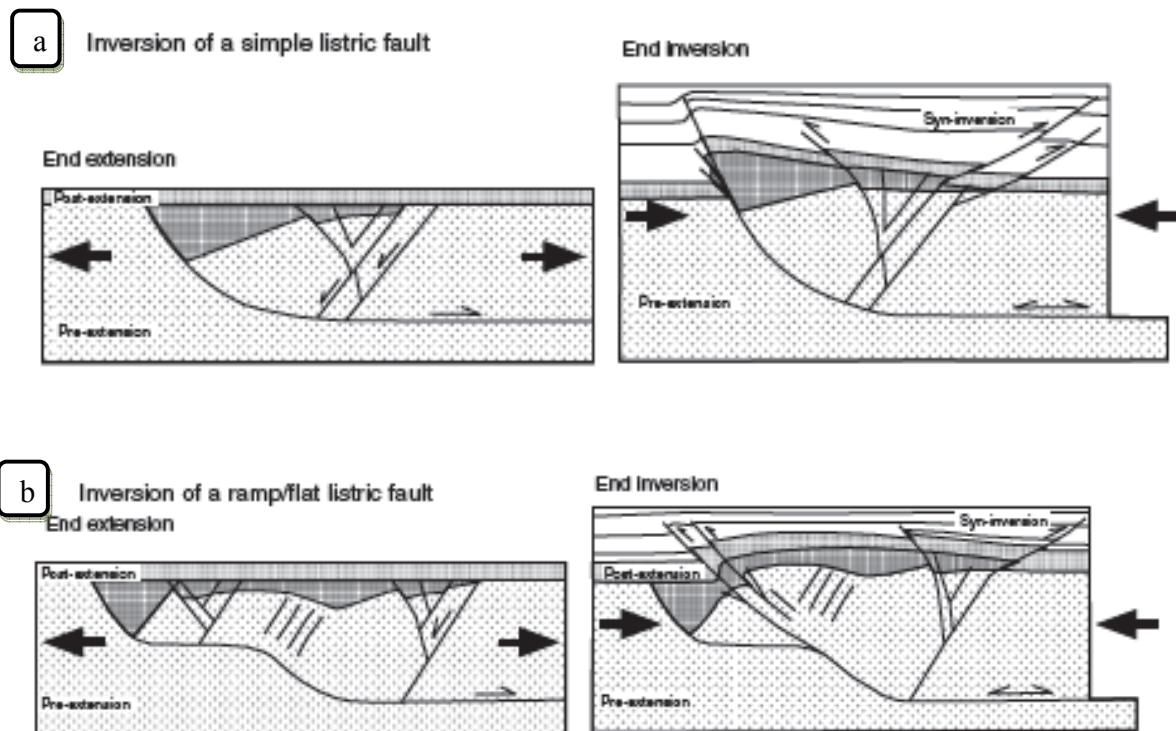


Fig 37 Dibujo esquemático de escenarios de inversión para sistemas de fallas extensionales simples. a) inversión de una falla listrica simple, c) inversión de una falla listrica compuesta (ramp-flat) (McClay 1995).



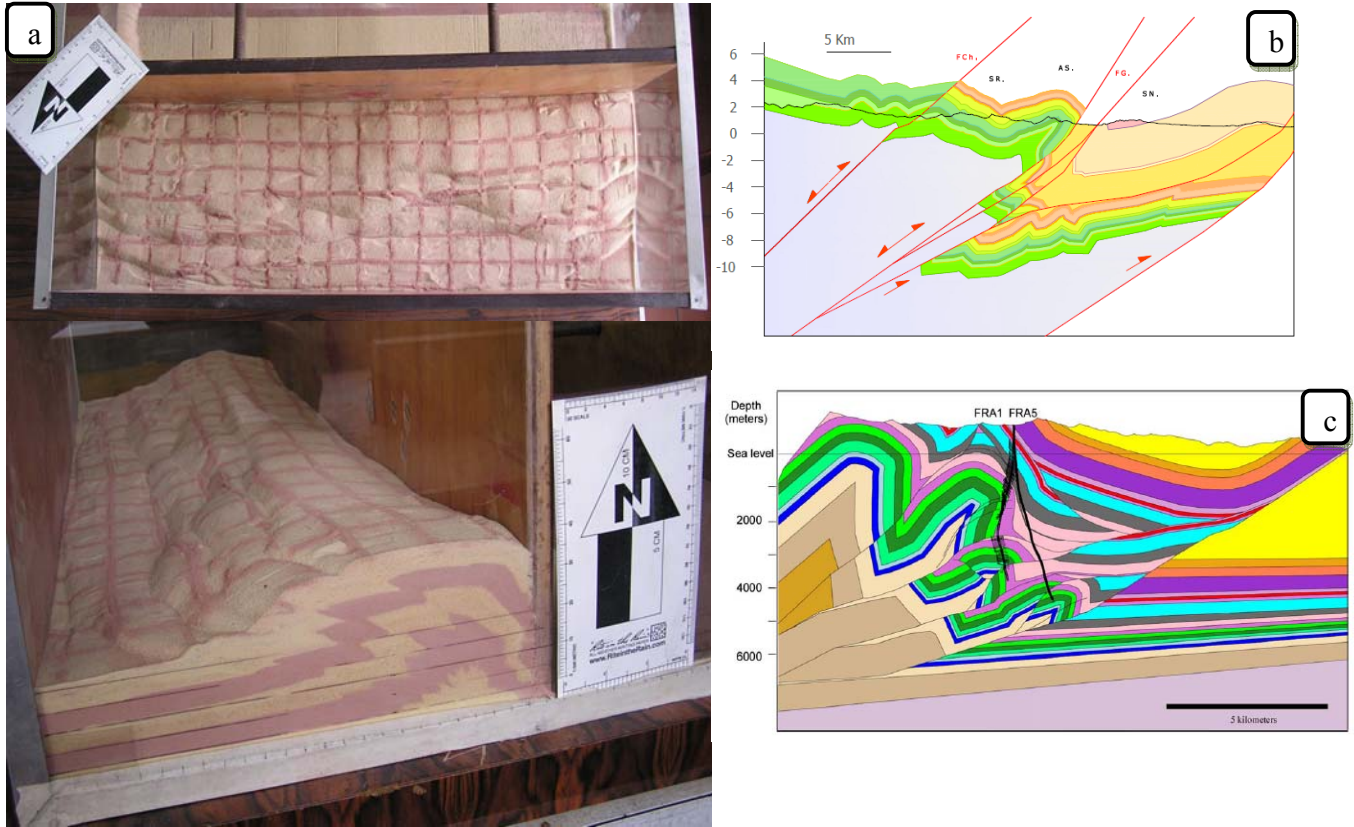


Fig 38. a) Modelo análogo, comparable a la situación del piedemonte llanero en el área de estudio donde un continuo desplazamiento inicia con pliegues, los cuales evolucionan en pliegues de flanco invertido muy apretados, que finalmente sufren fallamiento (“break thrust”) en los estadios tardíos de la deformación, resultando en el apilamiento de escamas, con el frente de deformación en avance, las unidades convergen en un despegue basal (material mas dúctil), b) Sección D-D’, c) Sección del campo Cusiana tomada (Martínez 2005).



10. CONCLUSIONES

En el límite entre los Segmentos Tauramena y Cusiana el área que demuestra los cambios más significativos en la dirección de los ejes de los pliegues, coincide con la ocurrencia del relevo oblicuo (Falla de Chámeza), y también con el área donde los depósitos sin-rift cambian de espesor de forma importante, este efecto es causado por el relevo oblicuo como una estructura heredada. Este hecho es crucial en explicar la variación longitudinal de la geometría de los pliegues, y se relaciona directamente con la posición y geometría del límite de la cuenca extensional previa, la ubicación y naturaleza de estas variaciones a lo largo del rumbo no había sido reportada antes en la literatura, siendo una de las nuevas contribuciones de este trabajo en el entendimiento de las estructuras y evolución de este segmento del piedemonte llanero.

El establecimiento de un modelo cinemático geológico para la evolución estructural permite construir con precisión la geometría principal de los pliegues, los mecanismos evaluados permiten plantear una historia de deformación coherente.

La evaluación de las deformaciones basada en un análisis de estructuras a pequeña escala relacionadas con los elementos estructurales mayores, es vital para validar los modelos cinemáticos y geométricos propuestos. Es claro un énfasis en las zonas de falla, rasgos estructurales objeto de discusión, ya que controlan y definen la evolución estructural, así como responden no solo a las circunstancias recientes, sino también a eventos previos a la depositación cretácica.

Comparando la geometría de los pliegues y fallas puede concluirse que los pliegues manifiestan variaciones en su amplitudes y rumbos asociadas al relevo de la Falla de Chámeza cuya orientación transversal interrumpe la continuidad de las estructuras cilíndricas desde el S, este comportamiento es típico en el piedemonte llanero, y relevos de esta naturaleza se observan paulatinamente hacia el S, como es el caso de la terminación N del Anticlinal del Guavio que se enfrenta a los cierres periclinales S de los Anticlinales de Tierranegra y Silbadero.

Se desarrollan dos familias de fracturas, una Este – Oeste, presente en ambos bloques de la falla y con dirección constante e independiente del trazo de la falla lo que indica que esta familia es previa a la deformación, es decir previa al levantamiento de la cordillera oriental, y una familia de dirección suroeste – noreste, que es perpendicular al mayor esfuerzo y por ende paralela al rumbo de los pliegues y fallas “maestras” y al clivaje.

Después de aplicar varios modelos de deformación pliegues-fallas, podemos concluir que la retrodeformación realizada sugiere un modelo de pliegues de despegue asimétricos con espesores variables, este modelamiento funciona de manera más acorde para la reconstrucción de las estructuras de la secuencia plegada post-rift. Sin embargo no funciona de forma tan eficiente para las unidades sin-rift debido a los cambios abruptos de espesor debidos a la paleotopografía.

Las deformaciones de las zonas de falla y los datos de termocronología, apoyan un



modelo de evolución de tipo “break-thrust”, previo a una exhumación, evidenciando claramente un plegamiento que ocurrió a una profundidad suficiente para que los materiales se comportaran de forma dúctil, y posteriormente la exhumación de los pliegues tuvo lugar.

De forma general se observan 3 etapas en la evolución de la estructura. 1) Fallamiento normal asociado a la extensión del cretácico inferior y sedimentación sin-rift asociada a la subsidencia termal de la cuenca. 2) Formación de los pliegues de amplia longitud Sinclinal de Nazareth, Anticlinal de Tierranegra, Sinclinal de Recetor), Formación tardía del Anticlinal de Silbadero y 3) Posterior fallamiento inverso y rompimiento de flanco (Anticlinal de Silbadero) por la Falla de Guaicaramo fuera de secuencia, e inversión de la cuenca a través de la Falla de Chámeza en el margen occidental.

11. BIBLIOGRAFIA

ALLMENDINGER, R. W. (1998). Inverse and forward numerical modeling of trishear fault-propagation folds. *Tectonics*, 17, 640–56.

BELTRAN, A. (2009): Caracterización de los Patrones de Fracturamiento en el área del Sinclinorio de Medina y la Falla de Guaicaramo, Piedemonte Llanero de los Andes Colombianos. Implicaciones en la Exploración y Producción de Hidrocarburos en depósitos del Terciario. Tesis Maestría Geología, Universidad Nacional de Colombia. Bogotá.

BÜRGL, H. 1958. El Jurásico e Infracretáceo del río Batá. Boletín Geológico. Instituto Geológico Nacional, Vol. VI, N° 43, p. 137-191. Bogotá. BÜRGL, H. 1961. Historia Geológica de Colombia. Rev. Acad. Col. Cien. Exact. Fis. Y Nat ., Vol. 9, N°43, p. 37-191. Bogotá.

BÜRGL, H., 1961. Sedimentación cíclica en el geosinclinal Cretáceo de la Cordillera Oriental de Colombia: Servicio Geológico Nacional, Informe 1347, 60 p.

CAMPBELL, C.J., 1965. Section through the Eastern Cordillera of Colombia, South America. Geological Society of America Bulletin 76, pp. 567–590.

CAMPBELL, C.J., BÜRGL, H., 1965. Section Through the Eastern Cordillera of Colombia, South America. Geological Society of America Bulletin 76, pp. 567–590.

CASTELLANOS, J, 2009. Patrón de fracturamiento en el Anticlinal de Silvadero y su relación con el plegamiento del frente de deformación del bloque colgante de la falla de Guaicaramo. Tesis Geología, Universidad Nacional de Colombia. Bogota.

CAZIER, E. C., A. B. HAYWARD, G. ESPINOSA, J. VELANDIA, J-F. MUGNIOT, and W. G. LEEL, Jr., 1995. Petroleum geology of the Cusiana field, Llanos basin Foothills, Colombia: AAPG Bulletin, v. 79, no. 10, pp. 1444–1463.



COLLETA, B., HEBRARD, F., LETOUZEY, J., WERNER, P., AND RUDKIWEICZ, J. L., 1990. Tectonic style and crustal structure of the Eastern Cordillera, Colombia from a balanced cross - 121 - 7. References section, in Letouzey, J., ed., *Petroleum and Tectonics in Mobile Belts*: Paris, Editions Technip, pp. 81-100.

COOPER, M. A., ADDISON, F. T., ÁLVAREZ, R., CORAL, M., R.H., G., HAYWARD, S. H., MARTÍNEZ, J., NAAR, J., PEÑAS, R., PULHAM, A. J., AND TABORDA, A., 1995. Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern and Middle Magdalena Valley, Colombia. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 79, No 10, pp. 1421-1423.

CORTÉS, M., B. COLLETA, and J. ANGELIER (2006), Structure and tectonics of the central segment of the Eastern Cordillera of Colombia, *J. South Am. Earth Sci.*, 21, pp. 437 – 465.

DAHLSTROM, C.D. A. (1969). Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **6**, 743–57. (1970). Structural geology in eastern margin of Canadian Rocky Mountains. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **54**, 843.

DAVIS, D. AND ENGELDER, T. (1985). The role of salt in fold-and thrust belts. *Tectonophysics*, **119**, 67–88.

DENGO, C.A., COVEY, M.C., 1993. Structure of the eastern Cordillera of Colombia: implications for trap Styles and regional tectonics. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 77 (8), pp. 1315–1337.

DE LA ESPRIELLA, R. & CORTÉS, R. 1982. Contribución a la estratigrafía del grupo Quetame. IV Congreso Colombiano de Geología, 15 p., Cali.

DIMATÉ, C., RIVERA, L. A., TABOADA, A., DELOUIS, B., OSORIO, A., JIMENÉZ, E., FUENZALIDA, A., CISTERNAS, A., and GÓMEZ, I., 2003. The 19 January 1995 Tauramena (Colombia) earthquake: geometry and stress regime: *Tectonophysics*, v. 363, no. 3-4, pp. 159-180.

DUQUE-CARO, H., 1990. The choco block in the northwestern corner of South America: structural, Tectonostratigraphic, and Paleogeographic implications. *Journal of South America Earth Sciences* 3, pp. 71–84.

DUEÑAS, H., VAN DER HAMMEN, T. 2007. Significado geológico y asociaciones palinológicas de las formaciones Diablo Inferior (Mioceno Tardío) y San Fernando Superior (Mioceno Medio), Piedemonte cuenca de los Llanos Orientales, Colombia. *Rev. Acad. Colomb. Cienc.* 31(121), pp. 481- 498. ISSN 0370-3908.

ESPINOSA, M. 1986. Formación Arenitas de Caqueza: Columnas estratigráficas características. Unpublished B.S. thesis, No. 153, Departamento de geociencias, Universidad Nacional, Bogotá.



ETAYO, F., G. RENZONI, and D. BARRERO, 1969, Contornos sucesivos del mar Cretáceo en Colombia: Primero Congreso Colombiano de Geología, Memorias, pp. 217–252.

ETAYO-SERNA, F., SOLÉ-DE PORTA, N.S., DE PORTA, J. & GAONA, T. (2003) The Batá formation of Colombia is truly Cretaceous, not Jurassic. *J. South Am. Earth Sci.*, 16, 113-117.

GANSSE, A. (1956): Ein Beitrag zur Geologie und Petrographie der Sierra Nevada de Santa Marta (Kolumbien, Südamerika), *Mineralogische und Petrologische Mitteilungen*, Vol 35, No 2, Pag. 209-279.

GUERRERO, J. (2002): A proposal on the classification of system tracts: application to the allostratigraphy and sequence stratigraphy of the Cretaceous Colombia Basin. Part 1: Berriasian to Hauterivian. *Geología de Colombia*, No. 27, Bogota, pp. 3-47

GUERRERO, J. A proposal on the classification of System Tracts: Application to the allostratigraphic and sequence stratigraphy of the Cretaceous Colombian Basin. Part 2: Barremian to Maastrichtian, pag
“ *Geología Colombiana* No 27, Págs – 27-49 Dic(2002).

HANCOCK, P. L., 1985. Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology*, V.7, 3-4, pp. 437-457.

HEBRARD, F., 1985. Les foothills de la Cordillère Orientale de Colombie entre les rios Casanare et Cusiana. Evolution géodynamique depuis l'Eo Crétacé. Ph.D. thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 162 p.

HETTNER (1892): Die Kordillere von Bogotá. *Peterm. Nitt., Erg.-Bd. 22, Heft n° 104*, 131 Pag., 9 fig., 2 Taf. (Kart., Prof.).

HUBACH, E. 1931. Exploracion en la region Apulo-San Antonio-Viota. *Boletin Minas y Petroleo*, t. 4, No, 25-27, pp.41-60.

HUBACH, E. (1945b): La Formación Cáqueza, región de Cáqueza (Oriente de Cundinamarca). *Compilación de Estudios Geológicos Oficiales en Colombia*. T (6), Pag 23-26. Servicio Geológico Nacional Bogotá.

HUBACH, E. (1957a) (escrito en 1951): Estratigrafía de la Sabana de Bogotá y alrededores. *Boletín Geológico, Instituto Geológico, Nacional.*, vol. 5, No 2, Pag 93-112, Bogotá.

HUBACH (E.), 1957b. – Contribución a las Unidades Estratigráficas de Colombia. *Inst. Geol. Nal.*, informe n° 1212, 166 pp., Bogotá.



HUBACH, E. 1958. Estratigrafía de la sabana de Bogotá y alrededores, boletín Geológico, Servicio Geológico Nacional, Volumen V, N° 2, p 93-1, Bogotá.

JAILLARD, E., P. SOLAR, G. CARLIER, and T. MOURIER, 1990. Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times: a Tethyan model: *Journal of the Geological Society of London*, v. 147, pp. 1009–1022.

JULIVERT, M. 1970. Cover and Basement tectonics in the Cordillera Oriental of Colombia, South America and a comparison with some other folded chains, *Geological Society of America Bulletin*, Vol., 81, p 3623-3646.

KAMMER, A. & SÁNCHEZ, J. (2006): Early Jurassic rift structures associated with the Soapaga and Boyacá faults of the Eastern Cordillera, Colombia: Sedimentological inferences and regional implications. – Aceptado para su publicación en el *Journal of South American Earth Sciences*, vol 21 Pag. 412–422.

KAMMER, A., VELÁSQUEZ, A., PIRAQUIVE, A., ROBLES, W. 2008. Organization and evolution of a segmented deformation front, Llanos foothills, Eastern Cordillera of Colombia. *International Symposium on Andean Geodynamics*. Nice 2008.

McCLAY, K. R. (1995). The geometries and kinematics of inverted fault systems: a review of analogue model studies. In *Basin Inversion*, ed. J. G. Buchanan and P. G. Buchanan. *Geological Society of London Special Publication*, vol. 88, pp. 97–118.

McCOURT, W. J., J. A. ASPDEN, and M. BROOK, 1984. New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion: *Journal of the Geological Society of London*, v. 141, pp. 831–845.

MARTÍNEZ, J., 2006. Structural evolution of the Llanos foothills, Eastern Cordillera, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 21, pp. 510-520.

MITRA, G, 1998. Evolution of salients in fold –and- thrust belt: The effects of sedimentary basin geometry, strain distribution and critical taper. In *Evolution of Geological Structure in Micro- to Macro-Scale*, ed Singupta. Londres: Chapman and Hall, pp. 59-90

MITRA, S. (1986). Duplex structures and imbricate thrust systems: geometry, structural position, and hydrocarbon potential. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **70**, 1087–112.

MITRA, S, 1990. Fault propagation folds: geometry, kinematic evolution, and hydrocarbon traps. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v 74, pp 921-945

MITRA, S, 2002b. Structural models of faulted detachment fold. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, v 86, pp 1673-1694

MITRA, S, 2003. A unified kinematic model for the evolution of detachment fold. *Journal of Structural Geology*, v 25, pp. 1659 - 1673



MONTAÑA, J, 2009. Distribucion de patrones de fracturamiento en unidades reservorio del Anticlinal de Tierranegra y su relación con el plegamiento. Piedemonte llanero de la cordillera oriental. Tesis Geologia, Universidad Nacional de Colombia. Bogota.

MORA, A., M. PARRA, M. R. STRECKER, A. KAMMER, C. DIMATÉ, and F. RODRIGUEZ 2006. Cenozoic contractional reactivation of Mesozoic extensional structures in the Eastern Cordillera of Colombia. *Tectonics*, 25, TC2010, doi:10.1029/2005TC001854.

MORA, A., PARRA, M., STRECKER, M., SOBEL, E., ZEILINGER, G., JARAMILLO, C., FERREIRA, S., BLANCO, M. 2007. Range front segmentation and disparities in foreland deformation: the Eastern Cordillera and the Llanos foreland basin, Colombia. *Geological Society of America*.

MORA, A., PARRA, M., STRECKER, M.R., SOBEL, E.R., HOOGHMSTRA, H., TORRES, V., VALLEJO-JARAMILLO, J. 2008. Climatic forcing of asymmetric orogenic evolution in the Eastern Cordillera of Colombia. *Bull Geol Soc Am* 120, pp. 930–949. doi: 10.1130/B26186.1.

MORA, A. HORTON, B. MESA, A. RUBIANO, J. KETCHAM, R. PARRA, M. BLANCO, V. GARCIA, D. STOCKLI, D, 2009. Cenozoic deformation migration in the Eastern Cordillera of Colombia interpreted from fission track results and structural relationships: Implications for hydrocarbon systems. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, V. in press.

MORA, A, KAMMER, A, 1999. Comparacion de estilos estructurales en la seccion entre Bogota y los Farallones de Medina, Cordillera Oriental de Colombia. *Geologia Colombiana*, v 24, pp. 55 – 82

NARR, W. SUPPE, J, 1994. Kinematics of basement involved compressive structures. *American Journal of Science*, v 294, 802-860

NEMCOCK, M, 2005. Thrustbelts, Structural Architecture, Thermal Regimes and Petroleum Systems. Cambridge University Press. New York.

PARRA, M., A. MORA, E. R. SOBEL, M. R. STRECKER, and R. GONZÁLEZ, 2009. Episodic orogenic front migration in the northern Andes: constraints from low-temperature thermochronology in the Eastern Cordillera, Colombia. *Tectonics*, v. in press.

PASSCHIER C, W. & TROUW R.A.J (1998) *Micro-tectonics*. Springer

PIMPIREV, C., PATARROYO, P., SARMIENTO, G. 1992. Stratigraphy and facies analysis of the Caqueza Group, a sequence of Cretaceous Turbidites in the cordillera oriental of the Colombia Andes. - *Journal of South American Earth sciences*, V. 5, No.374,



London, pp.297-308

POLLARD, D., AYDIN, A, 1988. Progress in understanding jointing over the past century. Geological Society of America Bulletin, v. 100, pp. 1181–1204.

RAMSAY, J, 1982. The Techniques of Modern Structural Geology, v 1, Strain Analysis. London. Academic press

RENZONI, G. 1965. Mapa geológico del cuadrángulo L-11 Villavicencio, Colombia. Servicio Geológico Nacional, escala 1:100000, Bogotá.

RESTREPO-PACE, P.A., COLMENARES, F., HIGUERA, C., MAYORGA, M. 2004. A fold-and-thrust belt along the western flank of the Eastern Cordillera of Colombia. Style, kinematics, and timing constraints derived from seismic data and detailed surface mapping. In: McClay, K.R. (ed.) Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems. American Association of Petroleum Geologists Memoir 82, pp. 598–613.

ROCHA R., Creador Japhy 1.1. Convento das Maltezas. 7100 Estremoz, Portugal.

ROWAN et al, 2000. Fold evolution matrices and axial surfaces analysis of fault bend folds: application to the Medina anticline, Eastern Cordillera, Colombia. American Association of Petroleum Geologist Bulletin, v 84, pp741-764

SARMIENTO, L, 2001. Mesozoic rifting and Cenozoic basin inversion history of the eastern cordillera , Colombian Andes, inference from tectonics models. Vrije Universiteit Amsterdam.

SEGOVIA (A.) & RENZONI (G.), 1965. – Geología del cuadrángulo L-12, Medina, Serv. Geol. Nal. e Invent. Min. Nal., Mapa Geol. esc. 1 : 200 000, Bogotá.

SUPPE, J, 1985. Fault propagation folding. Geological Society of America Bulletin, v 16, pp 670

TABOADA, A., RIVERA, L.A., FUENZALINDA, A., CISTERNAS, A., PHILIP, H., BIJWAARD, A., OLAYA, J., RIVERA, C., 2000. Geodynamics of the northern Andes: subductions and intracontinental deformation (Colombia). Tectonics 19, pp.787–813.

TAMARA, J. 2009. Influencia de la posición estructural y estratigráfica en el desarrollo de los sistemas de fracturas en el Anticlinal de Buenavista, Villavicencio, Colombia. Tesis Maestría en Geología, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá.

TRUMPY, D. 1943. Pre Cretaceous of Colombia Bulletin of the Geological Society of America, Vol. 54, p 1281-1304, New York.

TWISS, R. MOORES, E. 2007. Structural Geology, Second Edition. W. H Freeman and Company, New York



ULLOA, C. & RODRIGUEZ, E. (1979): Geología del cuadrángulo K-12 (Guateque). – Boletín Geológico del Ingeominas, V. XXII, No.1, pp. 5-55.

VASQUEZ, M, 2007. Mafic magmatism in the Eastern cordillera and Putumayo basin, Colombia: Cause and Cosequencia

VELASQUEZ, A., Modelamiento geofísico cortical por medio de métodos de campos potenciales con base en un modelo estructural del piedemonte llanero, Colombia. Universidad Nacional de Colombia, Tesis, 2003.

Y. BRANQUET, A. CHEILLETZ, P.R. COBBOLD, P. BABY, B. LAUMONIER, G. GIULIANI. Andean deformation and rift inversion, eastern edge of Cordillera Oriental (Guateque–Medina area), Colombia. Journal of South American Earth Sciences 15 (2002) 391–407.



